



Pro gradu -tutkielma
Meteorologia

IHMISPERÄISEN LÄMMÖN VUON JA LÄMMÖN VARASTOTERMIN KÄYTTÄYTYMINEN
HELSINGIN KESKUSTASSA

Ville Ilkka

15.9.2016

Ohjaaja: FT Leena Järvi

Tarkastajat: Prof. Heikki Järvinen, FT Leena Järvi

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

HELSINGIN YLIOPISTO – HELSINGFORS UNIVERSITET – UNIVERSITY OF HELSINKI

Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion – Faculty/Section		Laitos – Institution – Department	
Tekijä – Författare – Author			
Työn nimi – Arbetets titel – Title			
Oppiaine – Läroämne – Subject			
Työn laji – Arbetets art – Level		Aika – Datum – Month and year	Sivumäärä – Sidoantal – Number of pages
Tiivistelmä – Referat – Abstract			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

Sisällysluettelo

1. Johdanto.....	2
2. Teoria.....	4
2.1. Ilmakehän turbulenssi ja turbulenttiset vuot.....	4
2.1.1. Ilmakehän stabiilisuus.....	7
2.2. Ilmakehän rajakerros.....	8
2.2.1. Rajakerroksen rakenne.....	8
2.2.2. Kaupunkialueen rajakerros.....	11
2.3. Lämpösaarekeilmiö.....	12
2.4. Pinnan energiatase.....	15
3. Menetelmät.....	18
3.1. Mittausasemat ja mittalaitteet.....	18
3.1.1. Mittausasemat.....	18
3.1.2. Mittaukset ja mittalaitteet.....	21
3.2. Ihmisperäisen lämmön vuon mallintaminen.....	23
3.2.1. Rakennusten lämmitys- ja viilennystarveluvun suuruus.....	23
3.2.2. LUCY-malli.....	24
3.3. Lämmön vuon varastotermin ΔQ_s mallintaminen hystereesimallin avulla.....	29
3.4. Varastotermin määrittäminen pintalämpötilojen avulla.....	31
4. Tulokset.....	33
4.1. Meteorologiset suureet havaintojakson aikana.....	33
4.2. Ihmisperäinen lämmönvuon.....	38
4.2.1. HDD/CDD-malli.....	39
4.2.2. LUCY-malli.....	40
4.2.3. Mallien sensitiivisyydestarkastelu.....	42
4.3. Lämmön varastotermin.....	46
4.3.1. Residuaalimenetelmä.....	46
4.3.2. Hystereesimalli.....	47
4.3.3. Hotelli Tornin pintalämpötilat.....	48
4.3.4. ΔQ_s :n käyttäytyminen HDD- ja LUCY-mallien avulla.....	49
4.3.5. Hystereesimallin vakioiden määrittäminen.....	50
5. Yhteenveto.....	52
6. Lähteet.....	55
7. Liitteet.....	59

1. Johdanto

Kaupungin lämpösaarekkeella tarkoitetaan ilmiötä, jossa tyypillisesti kaupunkialueen tai jonkin muun tiheään rakennetun alueen lämpötila pysyy ympäröivää maaseutua korkeampana. Ensimmäisiä todisteita ilmiön olemassaolosta löysi Luke Howard (1833) havaitessaan, että Lontoon kaupunkialueen lämpötilamittaukset olivat järjestäen korkeampia kuin ympäröivän silloisen harvaan asutun maaseudun mittaukset.

Kaupungin lämpösaareke syntyy tyypillisesti kaupunkialueen ympärille rakennusten ja rakenteiden varastoiman lämpösäteilyn sekä osittain myös liikenteen ja teollisuuden tuottaman hukkalämmön vaikutuksesta (mm. Oke 1982 ja Solecki ym. 2011). Rakenteisiin päivällä varastoituva lämpösäteily nostaa vapautuessaan myös osaltaan kaupunkialueiden lämpötilaa yöaikaan. Tiiviisti rakennetuilla alueilla on usein myös verrattain vähän kasvillisuutta ja sadevedet ohjataan päällystetyiltä kaduilta tehokkaasti viemäreihin, joten haihtuva kosteus ei pääse sitomaan lämpöenergiaa itseensä. Ilmiö havaitaan voimakkaimpana suurissa kaupungeissa, joissa rakennukset ovat korkeita suhteessa katujen leveyteen. Myös rakennusmateriaalit vaikuttavat lämpösäteilyn varastoitumiseen ja kaupungin energiatehokkuuteen, eli syntyvän hukkalämmön määrään. Monet kaupungista riippumattomat tekijät, kuten vesistön läheisyys, vallitseva suursäätila tai alueen pinnanmuodot vaikuttavat kuitenkin myös lämpösaarekeilmiön syntyyn, joten samankokoisissa mutta erilaisissa ympäristöissä sijaitsevilla kaupungeilla voidaan ilmiö havaita hyvin erilaisena.

Voimistuessaan lämpösaarekkeilla on monia haitallisia ominaisuuksia. Kesäkuukausina tukahduttavat helteet yleistyvät aiheuttaen terveysongelmia (esim. Grimmond 2007 ja McMichael ym. 2008) sekä ilmastointitarpeen kasvaessa suurempaa sähkönkulutusta ja tätä kautta kasvavia kustannuksia. Talvella lämpösaareke voi lisätä vaihtelua sulamisen ja jäätymisen välillä joka voi vaikeuttaa teiden kunnossapitoa ja kiihdyttää rakenteisiin ja tienpintoihin syntyviä routavaurioita. Talvikuukausina lämpöä varaavat rakennukset voivat kuitenkin myös pienentää lämmityskustannuksia.

Lämpösaarekkeen syntyyn vaikuttavaa ihmisperäisen lämmön vuon suuruutta on aiemmissa tutkimuksissa mallinnettu usealla eri menetelmällä. LUCY-mallia on hyödynnetty tutkiessa ihmisperäisen lämmön vuon käyttäytymistä mm. globaalissa mittakaavassa (Allen ym. 2010) sekä yksittäisen suurkaupungin (Smith ym. 2009) alueella. Järvi ym. (2011) hyödynsivät sen sijaan suoraviivaisempaa lämmitys- ja viilennystarvelukuihin perustuvaa menetelmää mallintaessaan ihmisperäisen lämmön vuota Vancouverin ja Los Angelesin havaintoaineistojen avulla. Grimmond ja Oke (1998) mallinsivat artikkelissaan lämmön varastotermin muutosta

yksinkertaisen OHM-mallin (*Objective Hysteresis Model*) avulla. He hyödynsivät Grimmondin ym. (1991) sekä Rothin ja Oken (1994) kehittämää hystereesimallia tutkiessaan lämmön varastotermin käyttäytymistä seitsemällä eri mittauspisteellä ympäri Pohjois-Amerikkaa. Koska OHM-malli kehitettiin alun perin mallintamaan Vancouverin olosuhteita, haluttiin mallin suorituskykyä tutkia näin myös muilla mittausasemilla. Kattavaa tarkastelua eri mallien suorituskyvystä ja niiden välisistä eroista ei kuitenkaan etenkään Helsingin leveysasteilla ole aikaisemmin tehty.

Tämän työn tarkoituksena on tutkia eri menetelmillä kaupunkien lämpösaarekeilmiötä voimistavaa ihmisperäisen lämmön vuon sekä lämmön varastotermin suuruuden muutoksen käyttäytymistä Helsingin kantakaupungin alueella. Ympäristöön sitoutuvan lämmön varastotermin käyttäytymistä tutkitaan hyödyntäen residuaalimenetelmää sekä hystereesimallia ja lisäksi työssä pyritään selvittämään, voidaanko lämmön varastotermin muutoksen suuruutta arvioida Helsingin keskustan pintalämpötilahavaintojen avulla. Ihmisperäisen lämmön vuon käyttäytymistä mallinnetaan hyödyntämällä LUCY-mallia sekä yksinkertaista viilennys- ja lämmitystarvelukuihin perustuvaa mallia. Kun molemmat energiataseyhtälön puuttuvat komponentit on saatu kovarianssimittauksien avulla mallinnettua, voidaan hystereesimallin vakiot määrittää havaintoaineiston pohjalta myös Helsingin kantakaupungin alueelle. Näin vakioiden arvoja voidaan verrata Grimmondin ja Oken artikkelissa määritettyihin ja käytettyihin vastaaviin vakioiden arvoihin. Lisäksi työssä tarkastellaan mallien suorituskykyä eri vuodenaikoina sekä niiden tulosten välisiä eroja.

2. Teoria

2.1. Ilmakehän turbulenssi ja turbulenttiset vuot

Nesteen tai kaasun virtaus voi olla joko laminaarista tai turbulenttista. Laminaarisessa virtauksessa väliaine virtaa häiriöttä eli sen virtaviivat ovat yhdensuuntaisia ja verrattain tasaisia. Turbulenssi sen sijaan on väliainetta (kaasu, neste) voimakkaasti sekoittavaa dissipatiivista pyörteilyä, turbulenttisten pyörteiden ylläpito vaatii siis energiaa. Virtauksen turbulenttisuutta voidaan arvioida dimensiottoman Reynoldsin luvun avulla (Savijärvi ja Vihma 2001)

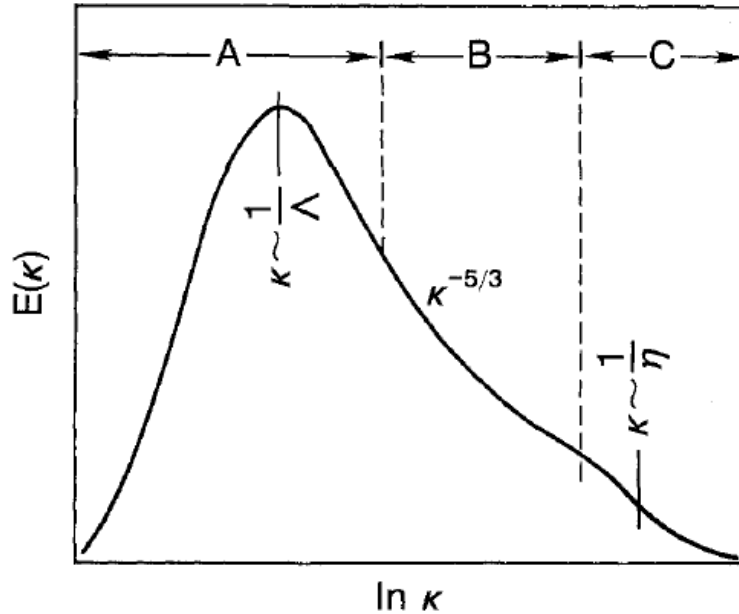
$$Re = \frac{LU}{\nu} = \frac{\rho UL}{\mu}, \quad (1)$$

missä L [m] ja U [m s^{-1}] ovat virtauksen pituuskaala sekä nopeus ja ν [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] on väliaineen kinemaattinen viskositeetti, joka voidaan esittää myös dynaamisen viskositeetin μ [kg (ms)^{-1}] ja tiheyden ρ [kg m^{-3}] suhteena. Re :n kasvaessa kyllin suureksi (ilmakehässä tyypillisesti $\gg 10^3$) virtaus alkaa muuttua tasaisesta ja laminaarisesta epävakaaaksi eli turbulenttiseksi, samalla virtauksen virtausvastus alkaa kasvamaan ja sen keskinopeus pienenee. Perussääntönä voidaan pitää sitä, että mitä suurempi Reynoldsin luku on, sitä enemmän virtauksessa esiintyy pyörteilyä.

Myös ilmakehässä ilman virtaus on usein hyvin turbulenttista. Maanpinnan muodot ja auringon säteilylämmitys aiheuttavat häiriöitä ilman virtaukseen synnyttäen virtaukseen turbulenssia. Voimakkainta ilmakehän turbulenssi on tyypillisesti maanpinnan läheisyydessä, jossa vuorovaikutus pinnan ja sen yli virtaavan ilman keskinäinen vuorovaikutus on voimakkainta. Aivan muutamien senttien etäisyydellä maanpinnasta virtauksen voimakkuus heikkenee kuitenkin lähelle nollaa eikä turbulenssiakaan esiinny. Kerrosta, jossa alustan ominaisuudet vaikuttavat sen yli virtaavan kaasun tai nesteen virtausominaisuuksiin kutsutaan rajakerrokseksi.

Turbulenssin energiaa ja voimakkuutta voidaan kuvata turbulenttisen kineettisen energian (TKE) avulla. TKE :tä syntyy pääosin suurissa ilmakehän pyörteissä, joista se siirtyy portaittain (ns. kaskadiprosessi) yhä pienemmille ja pienemmille pyörteille kunnes molekulaarinen diffuusio muuttuu merkittävän suureksi ja energia alkaa muuttua dissipaation kautta lämpöenergiaksi. Kuvassa 2.1 nämä alueet on jaettu kolmeen osaa, A-alueella TKE :n määrä kasvaa tuulivänteen ja nosteen vaikutuksesta ja C-alueella liike-energiaa muuttuu lämmöksi. Reynoldsin luvun ollessa suuri, eli tilanteessa jossa virtauksessa esiintyy turbulenssia, on näiden välillä niin sanottu inertiaalinen välialue (inertial sublayer) B, jossa ei ole suoraa TKE :n tuottoa eikä hävikkä. Tällä alueella inertiaalivoimat kuitenkin pilkkovat jo olemassa olevia turbulenttisia pyörteitä alati

pienemmiksi pyörteiksi (Savijärvi ja Vihma 2001).



Kuva 2.1: Ilmakehän turbulenssin energiaspektri. Alue A on TKE:n tuottoalue, alue C on energian tuhoalue ja B inertiaalinen välialue, jossa TKE:ta ei synny eikä häviä. Kuvaajassa turbulenssin liike-energia E on esitetty aaltoluvun κ logaritmin funktiona, η on Kolmogorovin mikroskaala eli pienimpien pyörteiden kokoluokka ja A on turbulenssin integraaliskaala. (Kaimal ja Finnigan 1994)

Virtauksessa pitää siis syntyä jatkuvasti uutta turbulenssia, jotta TKE:n määrä pysyisi vakaana. Turbulenttisen kineettisen energian muutos ajan suhteen voidaan yksinkertaistettuna esittää muodossa (Holton 2004)

$$\frac{\bar{D}}{Dt} TKE = MP + BPL + TR - \epsilon, \quad (2)$$

missä MP on turbulenssin mekaaninen tuotto, BPL on nosteen aiheuttama tilanteesta riippuva nielutai lähdetermi, TR on kuvaa kuljetuksen ja paine-erovoiman vaikutusta ja ϵ kuvaa energian muuttumista takaisin lämmöksi. Yläviiva kuvaa TKE:n kokonaisaikaderivaatan aikakeskiarvoa.

Virtauksessa syntyvän turbulenssin muodot voidaan yhtälön 2 perusteella jakaa siis karkeasti mekaaniseen ja termiseen turbulenssiin. Ilmavirtauksen voimakkuuden suuri pystygradientti ja alustan rosoisuus (maanpinnan muodot, rakennukset, kasvusto jne.) synnyttävät mekaanista turbulenssia. Lämpenevä alusta ja siitä syntyvä ilman pystyliike, eli tilanne jossa ilmakehä on instabiili, aiheuttaa sen sijaan konvektiivista pyörteilyä ja nousevia ilmapatsaita lämpenevien maastokohtien yllä, eli niin sanottua termistä turbulenssia. Jos tuuli on hyvin heikkoa, on kyseessä

vapaa konvektio, eli turbulenssia syntyy vain ilman ja alustan lämpötilaeron seurauksena. Usein molempia turbulenssin muotoja esiintyy kuitenkin yhtä aikaa ja tällöin on kyseessä pakotettu konvektio. Tällaisissa tilanteissa turbulenssi on voimakasta ja se sisältää paljon myös suurikokoisia ilmakehää tehokkaasti sekoittavia pyörteitä.

Turbulenssi sisältää paljon satunnaista vaihtelua, joten sitä pyritään usein kuvaamaan erilaisin tilastollisin menetelmin (esim. Savijärvi ja Vihma 2011, Aubinet ym. 2012). Turbulenttien pyörteiden yksityiskohtainen käyttäytyminen ei ole ennustettavissa, mutta niiden yhtenäisvaikutusta keskimääräiseen virtaukseen voidaan kuvata monilla eri menetelmillä. Turbulenssi kuljettaa tehokkaasti mm. liikemäärää, lämpöä ja kosteutta pinnan ja ilmakehän sekä ilmakehän eri kerrosten välillä ja se sekoittaa ilmakehää tehokkaasti. Turbulenssia kuvataan usein vuotermien (esim. Savijärvi ja Vihma 2001, Holton 2004) avulla

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \quad \overline{v'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}, \quad \overline{\theta'w'} = -K_h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}, \quad \overline{q'w'} = -K_h \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}, \quad (3)$$

$$\tau_x = -\rho \overline{u'w'}, \quad \tau_y = -\rho \overline{v'w'} \quad [kg \ m^{-2} s^{-1}], \quad (4)$$

missä on ρ [$kg \ m^{-3}$] ilman tiheys, θ' [K], q' [$g \ kg^{-1}$] u' , v' ja w' [$m \ s^{-1}$] ovat ilman potentiaaliämpötilan, ominaiskosteuden sekä tuulen vaaka- ja pystykomponenttien hetkittäiset häiriötermit; $\bar{\theta}$, \bar{q} , \bar{u} , \bar{v} ja \bar{w} ovat niiden aikakeskiarvot, K_m ja K_h kuvaavat turbulenttisia vaihtokertoimia, $\partial \bar{u}/\partial z$, $\partial \bar{v}/\partial z$, $\partial \bar{\theta}/\partial z$ ja $\partial \bar{q}/\partial z$ kuvaavat termien pystyprofiilin muutosnopeutta ja τ kuvaa liikemäärän vuota x,y -tasossa. Potentiaaliämpötila θ kuvaa lämpötilaa, johon ilmapaketin lämpötila muuttuu, kun se siirretään kuiva-adiabaattisesti painepinnalta p vakiopainepinnalle p_0 (tyypillisesti $p_0 = 1000 \text{ hPa}$). Se voidaan määrittää yhtälöllä (Puhakka 1996)

$$\theta = T \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}}, \quad (5)$$

missä T [K] on ilmapaketin lämpötila, $R = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ on kuivan ilman kaasuvakio ja $c_p = 1,002 \text{ kJ(K kg)}^{-1}$ on ilman ominaislämpökapasiteetti. Menetelmää, jossa turbulenttiset pysty- tai vaakavuot (esim. $\overline{u'w'}$ ja $\overline{v'w'}$) lasketaan häiriötermien aikakeskiarvon avulla, kutsutaan kovarianssi- tai eddykorrelaatio- (EC-) menetelmäksi.

2.1.1. Ilmakehän stabiilisuus

Stabiilisuus on hydrostaatiikassa käytetty määre, joka kuvaa väliaineen herkkyyttä pystysuuntaiseen sekoittumiseen. Stabiilissa tilanteessa pystysuunnassa liikkumaan pakotettu väliaine pyrkii palaamaan alkuperäiseen tilaansa, epästabiilissa tilanteessa pakote synnyttää samansuuntaisen kiihtyvän liikkeen. Ilmakehässä stabiiliuden määrittää lämpötilan pystyjakauma (Savijärvi ja Vihma 2011).

Tilanteessa, jossa lämpötila laskee nopeasti korkeuden funktiona, muuttuu ilmakehä epästabiiliiliksi. Koska kaasun tiheys riippuu sen lämpötilasta, kohdistuu ympäristöään lämpimämpään ilmapakettiin ylöspäin kohdistuva nostevoima ja kerros pyrkii konvektion kautta sekoittumaan pystysuunnassa. Ilmakerroksen stabiilisuutta voidaan tarkastella myös potentiaalilämpötilan avulla; stabiilissa tilanteessa ympäröivän ilman potentiaalilämpötila kasvaa korkeuden funktiona, eli $\partial\theta/\partial z > 0$, epästabiilissa tilanteessa potentiaalilämpötila pienenee korkeuden funktiona, eli $\partial\theta/\partial z < 0$. Neutraalisti kerrostuneessa tilanteessa lämpötilaprofiili seurailee kuiva-adiabaattia, eli potentiaalilämpötila ei muutu korkeuden suhteen ($\partial\theta/\partial z = 0$) (Puhakka 1996).

Ilmakehän stabiilisuuden kuvaamiseen on kehitetty erilaisia dimensiottomia suureita, joiden avulla voidaan kuvata mm. stabiilisuuteen vaikuttavien termien suhdetta. Näitä suureita ovat mm. jo edellä esitelty Reynoldsin luku Re sekä Vuo-Ritchardsonin luku Ri_f :

$$Ri_f \equiv \frac{\frac{g}{\theta} \overline{\theta' w'}}{\overline{u' w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}} \equiv \frac{-BPL}{MP} , \quad (6)$$

g on putoamiskiihtyvyys [ms^{-2}]. Yhtälö kuvaa TKE :n (yhtälö 2) nielu- tai lähdetermin ja mekaanisen tuottotermin suhdetta (Holton 2004). Karkeasti ottaen ilmakehän ollessa instabiilisti kerrostunut $Ri_f < 0$, neutraalissa tilanteessa $Ri_f \approx 0$ ja stabiilissa ilmakehässä $Ri_f > 0$. Tilanteissa joissa $Ri_f < 0,25$ voi turbulenssia kuitenkin esiintyä, sillä ilmakerroksen staattinen stabiilisuus on erityisesti pinnan läheisyydessä, alueella jossa tuuliväanne on aina havaittavissa, liian pientä rajoittamaan mekaanisen turbulenssin esiintymistä.

Rajakerroksen stabiilisuutta kuvataan usein myös vuosuuoreista johdettavan Obukhov-pituuden L avulla. L voidaan esittää muodossa (mm. Savijärvi ja Vihma 2011)

$$L = \frac{u_*^2 T_0}{g \beta k T_*} = \frac{-u_*^3 T_0}{g \beta k Q_o} , \quad (7)$$

missä T_0 [K] on pintakerroksen keskilämpötila, $k \approx 0.4$ on von Karmanin vakio, u_* [m s⁻¹] on kitkanopeus, Q_0 [K m s⁻¹] on kinemaattinen lämmönvuo ja yksikötön β kuvaa kosteuden vaikutusta nosteeseen. Rajakerroksen ollessa instabiilisti kerrostunut, L saa negatiivisia arvoja ja stabiilisti kerrostuneessa rajakerroksessa se saa positiivisia arvoja. L :n voidaan ajatella kuvaavan sitä korkeutta maanpinnasta, jonka alapuolella mekaaninen, eli tuuliväänteen ja alustan rosoisuuden tuottama turbulenssi on voimakkaampaa kuin terminen, eli nostevoimien synnyttämä turbulenssi.

2.2. Ilmakehän rajakerros

Ilmakehän rajakerros määritellään kerrokseksi, jossa alustan ominaisuudet vaikuttavat noin tunnin aikaskaalassa suoraan ohi virtaavaan ilmaan synnyttäen virtaukseen turbulenssia (Stull 1988). Sen yläpuolella on vapaa ilmakehä, jossa turbulenssi on vähäistä ja virtaus likimain geostrofista. Rajakerroksen korkeus voi vaihdella suuresti ja sen korkeuteen vaikuttaa esimerkiksi edellisessä kappaleessa mainittu ilmakerroksen stabiilisuus. Arktisilla alueilla rajakerroksen korkeus voi talvikuukausina olla vain kymmeniä metrejä maanpinnasta, tropiikissa se voi kuitenkin päivällä ulottua jopa 2 kilometrin korkeuteen (Savijärvi ja Vihma 2011).

Ilmakehän turbulenttiset pyörteet ovat epäsäännöllisiä ja niiden mittakaava on samaa suuruusluokkaa sekä vaaka- että pystysuuntaisilla pyörteillä (Savijärvi ja Vihma 2011). Molekulaarinen kitka synnyttää pienimpiä pyörteitä ja ilmakehässä niiden kokoluokka on vain noin 1 mm, suurimmat pyörteet ovat sen sijaan suuruusluokaltaan 1 km kokoisia. Molekulaarinen kitka on sellaisenaan merkittävä vain korkeintaan muutamien senttien etäisyydellä pinnasta, mutta sen synnyttämä väänne virtausnopeuteen synnyttää kuitenkin turbulenssia.

2.2.1. Rajakerroksen rakenne

Myös itse rajakerros jaetaan tyypillisesti virtauksen ja turbulenssin piirteiden perusteella pienempiin alialueisiin, alimpana rajakerroksessa on usein useampaan osaan jaettava pintakerros ja sen yllä vapaaseen ilmakehään rajoittuva Ekman-kerros. Rajakerroksen alinta osaa nimitetään pintakerrokseksi ja se usein vielä jaetaan kahteen eri osaan (kuva 2.2), maanpinnan läheisyydessä olevaan rosoisuusaliakerrokseen (*roughness sublayer*) ja sen yläpuolella olevaan inertiaalikerrokseen (*inertial sublayer*). Yhtälöissä 3 ja 4 kuvatut vuot eivät rosoisuusaliakerroksen yläpuolella muutu pinta-arvoistaan, joten niiden arvoja voidaan pitää pintakerroksessa rosoisuusaliakerroksen yläpuolella vakioina.

Rosoisuusaliakerroksessa rosoisuuselementit, eli rakennukset, kasvusto, pinnan muodot jne. vaikuttavat ilmapirtauksen käyttäytymiseen ja tekevät siitä alueellisesti hyvin heterogeenistä. Näin

ollen myös turbulenssin kehitys on sidoksissa rosoisuuselementtien korkeuteen, leveyteen ja sijaintiin ja tästä syystä lämmön ja liikemäärän voidaan kuvaaminen on aivan pinnan läheisyydessä hankalaa (mm. Florens ym. 2013). Kerroksen korkeutta joudutaan kuvaamaan siis hyvin tapauskohtaisesti ja arvioit vaihtelevat välillä $(2-5) \cdot z_H$, missä z_H on latvustokerroksen rosoisuuselementtien keskimääräinen korkeus (mm. Rotach 1999). Inertiaalikerroksessa vuotermien arvoissa alkaa näkyä jo pieniä muutoksia, mutta niiden arvot eivät kuitenkaan tyypillisesti muutu kuin noin 10% pinta-arvoistaan. Neutraaleissa tilanteissa tuuli noudattaa inertiaali-, eli vakiovuokerroksessa logaritmista tuulilakia ja Monin-Obukhov -teoria on voimassa (mm. Foken 2006).

Puhdas logaritminen tuulilaki, eli tuuliprofiili korkeuden funktiona, voidaan esittää neutraaleissa tilanteissa muodossa (mm. Savijärvi ja vihma 2001)

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad (8)$$

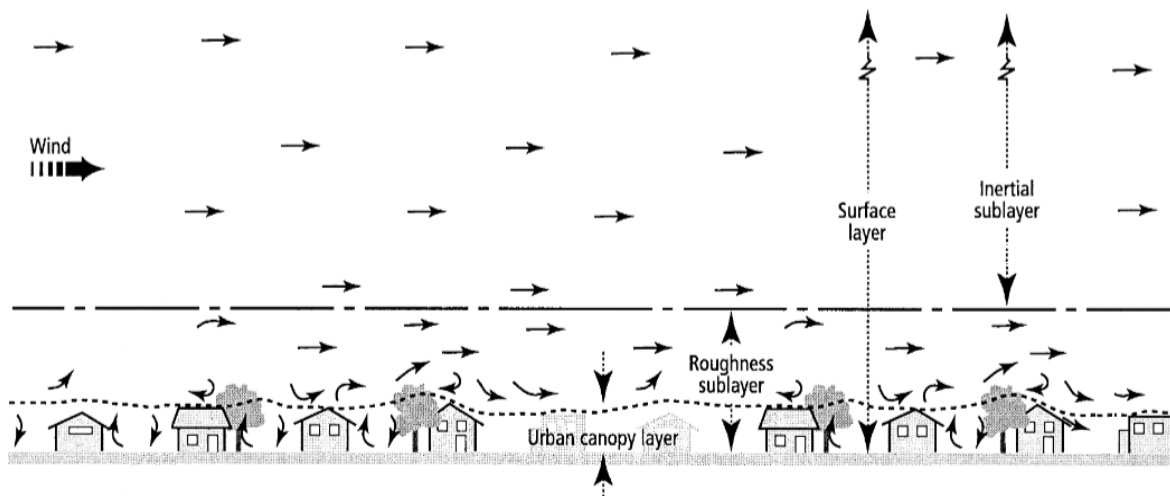
missä z_0 [m] on rosoisuusparametri eli se taso, jolla keskituuli häviää tasaisen pinnan yllä. Tämä pätee kuitenkin vain sellaisissa neutraaleissa tilanteissa, joissa pinta on täysin tai likimain sileä. Jos alustalla on puita, rakennuksia tai muita esteitä, logaritminen tuuliprofiili alkaa päteä kunnolla vasta latvustokerroksen yläpuolella, jolloin korkeutta z vähennetään siirroskorkeudella z_d :

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z - z_d}{z_0}\right). \quad (9)$$

Nyt z_d [m] on latvuston keskikorkeudesta ja ominaisuuksista johdettu suure, ja sen suuruusluokka on tyypillisesti $z_d = (2 / 3) \cdot z_H$, jossa z_H [m] on latvuston tai rakennysten keskikorkeus (Savijärvi ja Vihma 2001). Ei-neutraaleissa tilanteissa puhdasta logaritmista tuulilakia ei voida kuitenkaan enää suoraan käyttää, vaan tuulen pystyprofiilin laskemiseksi on käytettävä korjauskerrointa Ψ (mm. Paulson 1970 ja Savijärvi ja Vihma 2011):

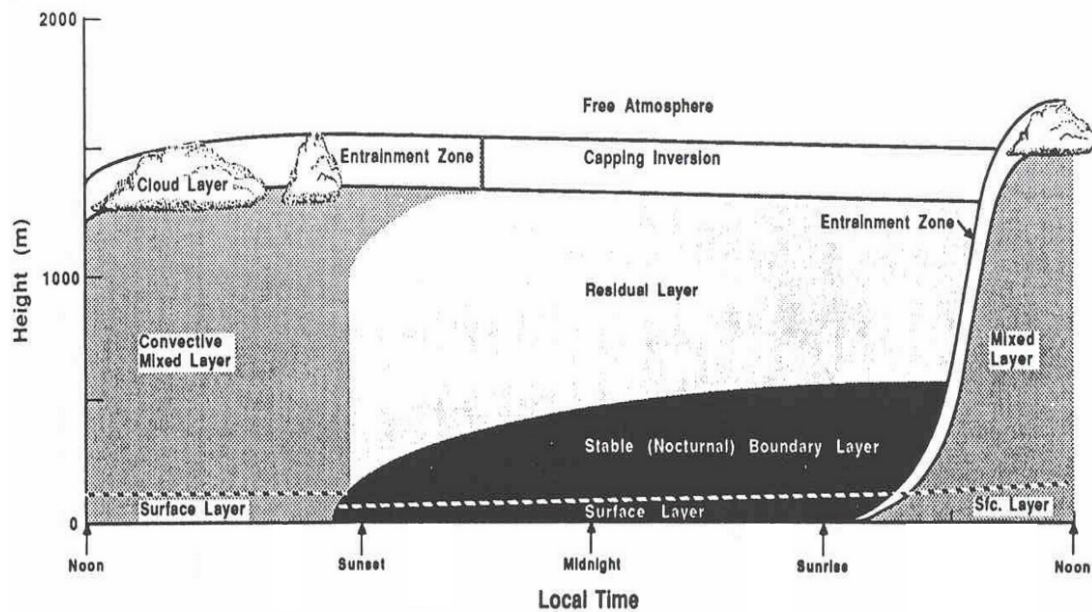
$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + \Psi. \quad (10)$$

Pintakerroksen yläpuolella on Ekman-kerros, joka kattaa noin 90% koko planetaarisesta rajakerroksesta ja sen ylärajan korkeus vaihtelee keskileveysasteilla usein 1-2 kilometrin välillä. Ekman-kerroksella tarkoitetaan usein neutraalisti kerrostunutta pintakerroksen yläpuolella olevaa rajakerroksen osaa, mutta termille ei ole olemassa tarkkaa määritelmää (Savijärvi ja Vihma 2011). Pintakerroksen yläpuolella turbulenttiset vuot eivät pysy enää pystysuunnassa vakioina vaan ne pienenevät ylöspäin mentäessä ja lähestyvät nollaa siirryttäessä rajakerroksesta vapaaseen ilmakehään. Ekman-kerroksessa myöskään tuulen suunta ei pysy enää vakiona vaan se alkaa kääntyä heikkenevän kitkan johdosta ylöspäin mentäessä myötäpäivään kohti perusvirtauksen suuntaa ja samalla myös tuulen nopeus alkaa lähestyä perusvirtauksen nopeutta.



Kuva 2.2: Ilmakehän rajakerroksen rakenne. (Mukailtu Grimmond ja Oke 2002)

Ilmakehän rajakerroksessa havaitaan myös tyypillisesti voimakasta vaihtelua eri vuorokaudenaikojen välillä (kuva 2.3). Päivällä etenkin poutasäällä auringon säteilypakotteen synnyttämä konvektio ja turbulenssi sekoittavat tehokkaasti ilmaa muodostaen hyvin sekoittuneen kerroksen (*convective mixed layer*), jonka korkeus vastaa käytännössä koko rajakerroksen korkeutta. Yöllä säteilyjäähdytminen muodostaa vastaavasti usein koko rajakerroksen korkeutta vastaavan inversiokerroksen. Päivällä syntynyt sekoittunut kerros ei välttämättä kuitenkaan muutu kokonaan stabiiliksi yön aikana, vaan rajakerroksen yläosiin jää vanha sekoituskerros eli residuaalikerros (*residual layer*), jossa turbulenssi on heikompaa kuin hyvin sekoittuneessa kerroksessa.



Kuva 2.3: Rajakerroksen rakenteen vuorokausivaihtelu (Mukailtu Stull 1988)

2.2.2. Kaupunkialueen rajakerros

Kaupunkialueilla päällystetyt pinnat ja tiheä rakentaminen muokkaavat huomattavasti rajakerroksen säteily-, lämpötila ja kosteusolosuhteita sekä muuttavat alueen aerodynaamisia sekä hydrologisia piirteitä. Korkeat rakennukset mm. kasvattavat rosoisuusaliakerroksen korkeutta ja muokkaavat suuresti virtausolosuhteita sen sisällä.

Käsiteltäessä rosoisuusaliakerrosta sen alin osa eritellään usein vielä omaksi kerroksekseen, jota kutsutaan kaupunkialueen latvustokerrokseksi (*urban canopy layer, UCL*) (Oke 1987). Se rajoittuu tyypillisesti kattotasolle tai hieman sen yläpuolelle ja sen sisällä ympäristö ja rakennukset määrittävät miten sen läpi kulkeva virtaus käyttäytyy. Latvustokerros voi olla alueellisesti hyvin heterogeeninen, sillä vain lähimmät pinnat ja ympäristö vaikuttavat siihen, millainen mikroskaalan ilmasto alueelle syntyy (Oke 1987).

Kappaleessa 2.2.1 todettiin, että neurtaaleissa tilanteissa tuuli noudattaa vakiovuokerroksessa logaritmista tuulilakia. Alueella, jonka sisällä rosoisuuselementtien korkeus vaihtelee suuresti, keskimääräinen tuulenoisuus heikkenee lähelle nollaa jo kuitenkin hieman ylempänä – kaupunkialueilla käytännössä korkeudella $z_0 + z_d$, missä z_d [m] on siirroskorkeus. Näin neurtaaleissakin tilanteissa virtausprofiili alkaa noudattaa logaritmista tuulilakia vasta siirroskorkeuden yläpuolella.

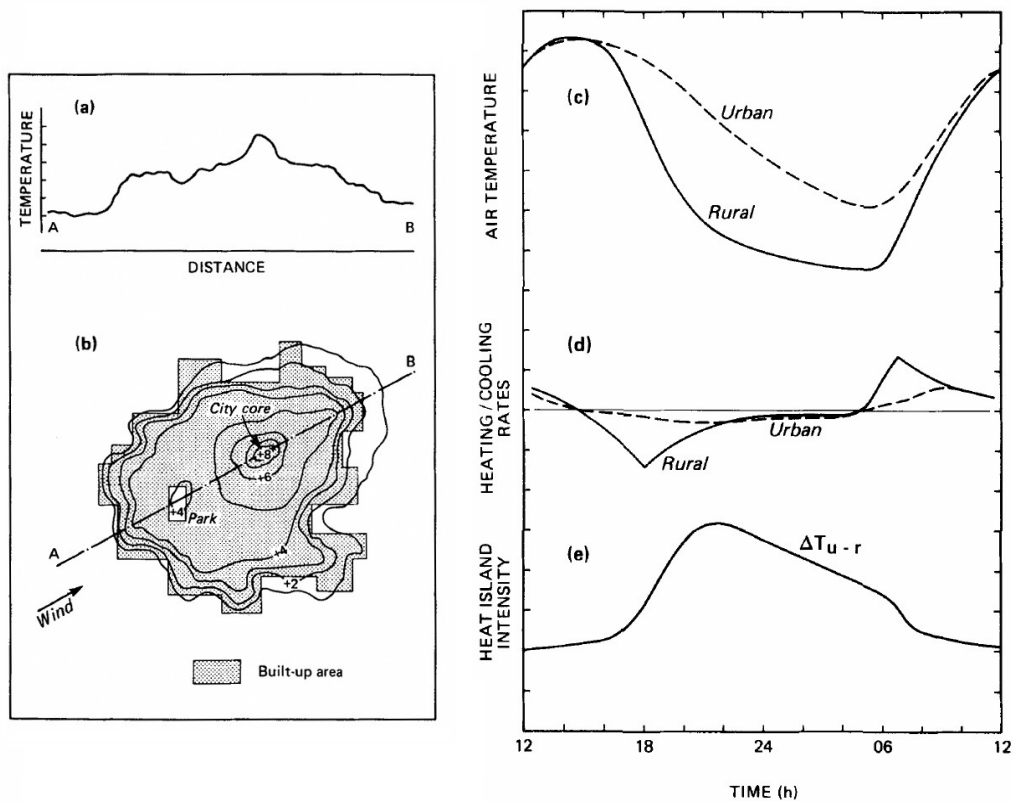
2.3. Lämpösaarekeilmiö

Kaupunkialueilla on usein paljon tummia päivällä auringossa lämpeneviä ja tehokkaasti lämpöä varaavia rakenteita. Päivällä ne varaavat lämpösäteilyä paljon enemmän kuin mitä luonnollisessa tilassa oleva maaperä voi varastoida, ja tämä ylimääräinen lämpöenergia vapautuu lämpösäteilynä yöaikaan ympäristöönsä. Kaupunkialueilla on myös omaa lämmöntuottoa liikenteen, ihmisten, teollisuuden ja rakennuksen lämmityksen muodossa. Tämän ihmisperäisen toiminnan synnyttämän hukkalämmön ympäristöä lämmittävä vaikutus on kaupunkialueella voimakkaampaa kuin ympäröivillä alueilla. Ilmiötä, jossa pintalämpötilat ovat erityisesti yöaikaan ympäröivää maaseutua lämpimämpiä, kutsutaan kaupunkien lämpösaarekeilmiöksi (Oke 1982).

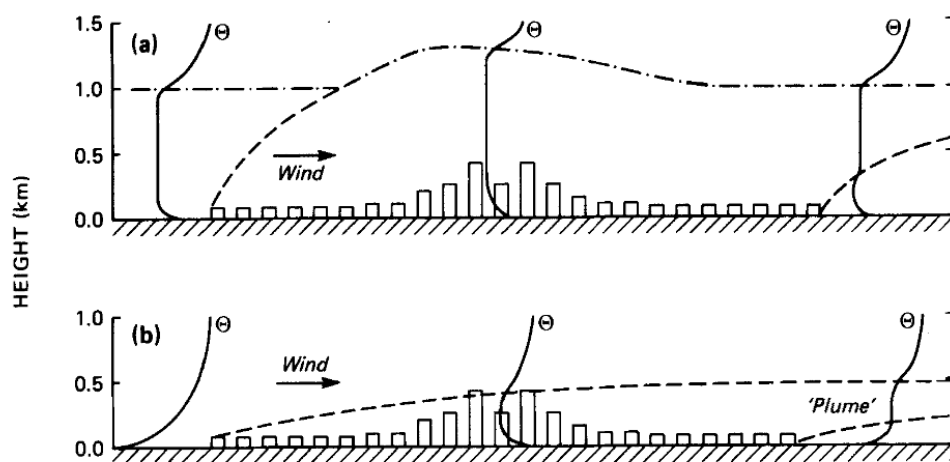
Maaseuduilla ja muilla harvaan rakennetuilla alueilla ilman lämpötilan vaihteluissa voidaan havaita selvää vuorokausivaihtelua. Kuten kuvan 2.4 hahmotelmasta nähdään, auringon laskiessa lämpötila alkaa laskea nopeasti ylöspäin suuntautuvan pitkäaallosäteilyn johdosta. Lämpötilan lasku jatkuu heikentyen aina auringon nousuun saakka, jonka jälkeen lisääntyvä lyhytaaltosäteily saa ilman lämpenemään nopeasti. Säteilypakote synnyttää ylöspäin suuntautuvan havaittavan lämmön vuon, jonka korkeus rajoittuu yöllisen inversiokerroksen jäänteeseen. Kun sekoittunut kerros kasvaa päivän kuluessa, myös ilman pintalämpötilan nousun tahti hidastuu (Oke 1982).

Kaupunkialueilla ei vuorokausivaihtelu ole kuitenkaan yhtä suurta, sillä lämpöenergiaa varaavia pintoja on huomattavan paljon enemmän. Pinnoilta emittoituva lämpösäteily ei pääse myöskään karkaamaan taivaalle yhtä esteettömästi kuin maaseudulla, sillä osa säteilystä törmää ympäröiviin rakennuksiin ja jää näin lämmittämään ympäristöään. Viheralueilla ja puistoissa ilmiö on selvästi pienempi, sillä pinnat heijastavat lämpösäteilyä paremmin ja toisaalta niiden ominaislämpökapasiteetti on tyypillisesti rakennusmateriaaleja pienempi.

Lämpösaarekkeen vaikutus ulottuu pintakerroksen lisäksi myös ympäröivään ilmakehään. Kuvassa 2.5 on esitetty potentiaalilämpötilan profiilit rajakerroksessa, sekä rajakerroksen korkeus eri alueilla päivällä ja yöllä. Päivällä auringon säteilylämmityksen muodostama havaittavan lämmön vuo synnyttää pinnan läheisyyteen epästabiilin kerroksen kasvattaen samalla rajakerroksen korkeutta. Pintakerroksen yläpuolella on tyypillisesti rajakerroksen ylärajalle 1-1,5 km korkeuteen ulottuva neutraali kerros, joka kaupunkialueiden yllä on hieman ympäröiviä alueita korkeampi. Neutraalin kerroksen yläpuolella ilmakehän lämpötilaprofiili muuttuu tyypillisesti stabiiliksi (Oke 1982). Alueen yli virtaava perusvirtaus työntää kaupunkialueen ylle muodostuvaa sisäistä rajakerrosta ympäröiville alueille. Tämä turbulenttisen ilman alue voi ylettyä jopa kymmenien kilometrien etäisyydelle kaupunkialueesta (Oke 1982).



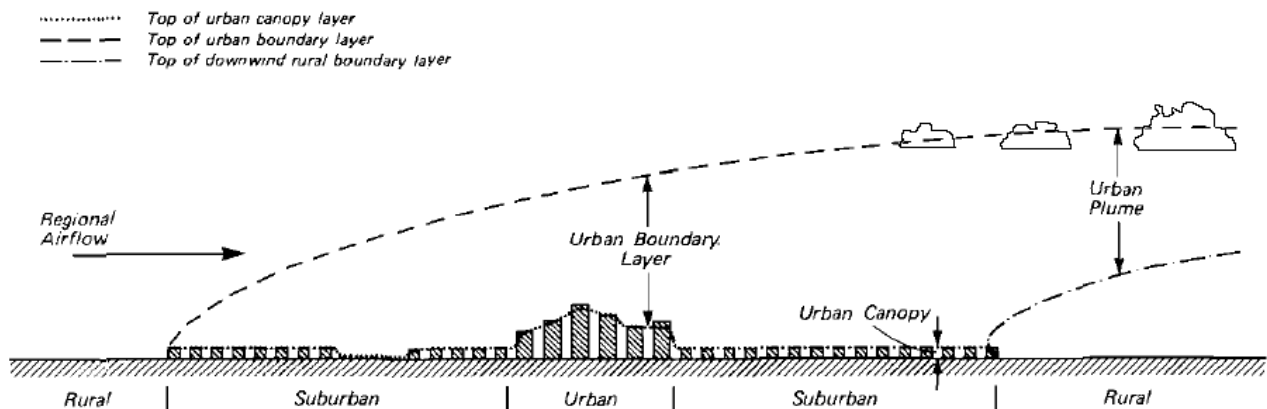
Kuva 2.5: (a) Lämpötilaprofiili pisteiden A ja B välillä, (b) lämpötilan isoviivat lämpösaarekkeen ympärillä, (c) ilmanlämpötila, (d) lämpötilan muutosnopeus kaupunkialueella (katkoviiva) sekä maaseudulla (yhtenäinen viiva) sekä (e) lämpösaarekeilmion voimakkuus vuorokaudenajan funktiona esitettyinä (Oke 1982).



Kuva 2.5: Rajakerroksen korkeus (katkoviiva) sekä potentiaalilämpötilan pystyprofiili (yhtenäinen viiva) eri alueilla (a) päivällä ja (b) yöllä (Oke 1982).

Yöaikaan taivaalle karkaava pitkäaalto säteily synnyttää maaseutualueella selkeällä ja heikkotuulisella säällä voimakkaasti stabiilin inversiokerroksen. Kaupunkialueilla rakenteista emittoituva lämpösäteily kuitenkin heikentää säteilyjäähdytystä ja ylläpitää näin pinnan läheisyydessä epästabiilia ja hyvin sekoittunutta kerrosta. Sekoittunutta turbulenttista ilmaa virtaa myös yöaikaan ympäröiville alueilla estäen paikoin koko rajakerroksen paksuisen stabiilin kerroksen syntymisen. Kuvista 2.4 (b) ja 2.6 nähdään, että lämpösaarekeilmiö leviää tehokkaasti siis myös lämpösaarekettä ympäröiville alueille.

Alueen yli kulkeva virtaus synnyttää lämpösaarekkeen taakse sisäisen kaupunkirajakerroksen (kuva 2.6), joka voi venyä jopa kymmenien kilometrien etäisyydelle kaupunkialueesta (Oke 1976). Tämä voi ilmiönä olla kuitenkin hyvin paikallinen. Esimerkiksi Nordbo ym. (2013) havaitsivat tutkiessaan ilmakehän stabiilisuuden rakennetta, että maankäytöstä johtuen stabiilisuudessa havaittiin selviä eroja eri mittausasemien välillä. Helsingin keskustassa sekoittunut kerros säilyi useimmin läpi vuorokauden, kun taas Kumpulassa havaittiin ajoittain myös stabiilia kerrostumista.



Kuva 2.6: Kaupunkialueen sisäisen rajakerroksen rakenne (Mukailtu Oke 1976).

2.4. Pinnan energiatase

Pinnan energiatase pitää sisällään tekijät, jotka tuovat tai vievät kyseiseltä pinnalta energiaa. Kaupunkialueella pinnan energiatasetta voidaan kuvata yhtälöllä (Oke 1987)

$$Q^* + Q_F = Q_E + Q_H + \Delta Q_s, \quad [Wm^{-2}] \quad (11)$$

Q^* on pinnan säteilytase, Q_E on latentin lämmön vuo, Q_H on havaittavan lämmön vuo, Q_F on antropogeeninen, eli ihmisperäisen lämmön vuo ja ΔQ_s on pintamassaan varastoituneen lämpöenergian muutos. Yhtälön vasemmalla puolella ovat termit, jotka pääosin tuovat pinnalle lämpöenergiaa ja oikealla termit, jotka kuluttavat sitä. Käytännössä kuitenkin ihmisperäistä lämmön vuota lukuun ottamatta kaikki vuot voivat saada myös negatiivisia arvoja, eli ne voivat myös tuoda tai vastaavasti viedä systeemistä energiaa. Kun pinnan energiatase on positiivinen, pinta lämpenee ja kun se on negatiivinen, pinta viilenee. Alla energiataseyhtälön komponentit käydään vielä erikseen läpi.

Pinnan säteilytase Q^* muodostuu pinnalle saapuvan ja pinnan lähettämän säteilyn erotuksesta. Pinnalle saapuva lyhytaaltosäteily $K\downarrow$ koostuu suoraan pinnalle saapuvasta suorasta auringon säteilystä, sekä ilmakehän, pilvien ja muiden pintojen kautta heijastuvasta hajasäteilystä. Pinta absorboi myös sen ympärillä olevien materiaalien (taivas, pilvet, muut pinnat) lähettämää lämpösäteilyä. Myös alaspäin suuntautuva pitkäaaltosäteily $L\downarrow$ tuo lämpöenergiaa pinnalle. Pinnalta pois päin suuntautuva säteily muodostuu heijastuneesta lyhytaaltosäteilystä $K\uparrow$ sekä pinnan itsensä emittoimasta pitkäaaltosisesta lämpösäteilystä $L\uparrow$ ja sen voimakkuus on verrannollinen pinnan lämpötilaan ja emissiivisyyteen. Säteilytase Q^* voidaan siis jakaa tekijöihin

$$Q_{NET} = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow, \quad [Wm^{-2}] \quad (12)$$

Kesällä $K\downarrow$ ja yöllä maan pinnan emittoima $L\uparrow$ ovat etenkin tiheään rakennettujen kaupunkialueiden ulkopuolella tärkeimmät tekijät, jotka aiheuttavat muutoksia pinnan energiataseessa.

Q_H kuvaa lämmön siirtymistä pinnan ja ilmakehän välillä. Pinnan energiataseen ollessa positiivinen alkaa pinta lämmetä ja se säteilee lämpöenergiaa myös sitä ympäröivään ilmaan. Lämmitessään ilma muuttuu ympäristöään kevyemmäksi ja alkaa nousta ylöspäin. Pinnan ollessa ympäröivää ilmaa lämpimämpi siirtää pinta lämpöenergiaa hiljalleen yhä korkeammalle ilmakehään ja Q_H saa positiivisia arvoja. Kun ilma on pintamateriaalia lämpimämpi, siirtyy lämpöenergiaa sen sijaan

pinnalle ja Q_H on negatiivinen. Havaittavan lämmön vuo muuttaa ilmakehän stabiilisuutta eli ilmakerrosten kykyä sekoittua keskenään ja siksi se on etenkin rajakerroksessa tärkeä termi.

Kostealta pinnalta, maaperästä tai kasvillisuudesta ilmakehään haihtuva vesi sitoo itseensä energiaa. Koska ilmakehän vesihöyry ei nosta ilman lämpötilaa ennen kuin se tiivistyy uudelleen esimerkiksi pilviksi tai sateeksi, sisältää ilmakehän vesihöyry piilevää eli latenttia energiaa. Vesihöyryn muodossa pinnoilta siirtyvää lämmön vuota kutsutaan latentin lämmön vuoksi (Q_E) ja se on positiivinen kun pinnoilta haihtuu kosteutta sitä ympäröivään ilmaan. Toisaalta kylmälle pinnalle tiivistyvä vesi vapauttaa vesihöyryn latenttia lämpöä, ja näin Q_E saa negatiivisia arvoja, eli sen suunta on kohti pintaa. Q_E on tärkeä erityisesti kosteilla pinnoilla ja ympäristöissä, joissa on merkittäviä määriä vettä tai kasvillisuutta.

Turbulenssi kuljettaa tehokkaasti mm. liikemäärää, lämpöä ja kosteutta pinnan ja ilmakehän sekä ilmakehän eri kerrosten välillä. Pinnan läheisyydessä voidaan Q_E ja Q_H esittää yhtälöissä 3 ja 4 kuvattujen vuotermien avulla siten, että

$$Q_E = L_v \cdot \rho \cdot \overline{v'w'} \quad (13)$$

$$Q_H = \rho \cdot c_p \cdot \overline{\theta'w'} \quad , \quad (14)$$

missä L_v [kJ kg⁻¹] on veden höyrystymislämpö. Q_E :n, Q_H :n ja liikemäärä τ :n arvot eivät vakiovuokerroksessa juuri muutu pinta-arvoistaan, joten niitä voidaan mitata EC-menetelmällä.

Yhtälössä 9 toinen lämpöä tuottavista termeistä on ihmisperäisen lämmön vuo Q_F . Se muodostuu esimerkiksi liikenteen, ihmisten aineenvaihdunnan, teollisuuden ja rakennusten lämmityksen tai jäähdätyksen ohessa syntyvänä hukkalämpönä. Se on ainoa komponentti energiataseen yhtälöstä jota ei voida suoraan mitata, joten sen arvioiminen on hankalaa. Q_F :n vaikutusta ei kuitenkaan voida myöskään jättää täysin huomioimatta, sillä sen vaikutus on havaittu olevan jopa useita kymmeniä (20-150 W m⁻²) watteja neliometriä kohden (Allen ym. 2010, Oke 1982, Offerle ym. 2005), suurkaupungeissa vaikutus voi olla paikoin vieläkin suurempi. Q_F :n suuruuden tarkka arvioiminen vaatisi kattavaa tietoa mittausalueen sähkönkulutuksesta, liikenteestä, ihmisten keskimääräisestä lämmöntuotannosta sekä populaatiotiheydestä, mutta sitä voidaan yrittää mallintaa tietyin yksinkertaistuksin.

Viimeisenä energiataseen yhtälössä on varastotermi ΔQ_s , joka kuvaa nimensä mukaisesti maahan sekä kaupunkialueilla myös rakennuksiin ja rakenteisiin varastoituneen lämpöenergian muutosta. Maaperään varastoituneen lämpöenergian absoluuttista määrää ei voida mitata, mutta sen muutosta

pystytään kuitenkin etenkin viheralueilla mittaamaan maaperän lämpötilan muutoksen avulla. Kaupunkialueilla lämpöä varastoituu kuitenkin myös rakennuksiin, eikä rakenteiden lämpötilojen muutosten suora mittaaminen ole usein mahdollista.

Nettosäteily (Q^*) on mitattavissa säteilyantureilla ja latentin ja havaittavan lämmön vuot (Q_E ja Q_H) voidaan mitata kovarianssimenetelmällä, joten ΔQ_s :n ja Q_F :n suuruutta voidaan arvioida näiden jäännösterminä (esim. Grimmond ja Oke 1998)

$$\Delta Q_s - Q_F = Q_{NET} - Q_E - Q_H \quad (15)$$

Termejä ei kuitenkaan voida erottaa toisistaan, joten termien tutkiminen erikseen vaatii aina sitä, että vähintään toista niistä joudutaan mallintamaan tarkempien tulosten saamiseksi. Usein (esim. Shaffer ym. 2015) Q_F :n oletetaan myös olevan merkityksettömän pieni, jolloin ΔQ_s saadaan laskettua suoraan yhtälöstä 15.

3. Menetelmät

3.1. Mittausasemat ja mittalaitteet

3.1.1. Mittausasemat

Helsinki on n. 620 000:n (Väestörekisterikeskus 2015) asukkaan kaupunki, joka sijaitsee Suomenlahden pohjoisrannikolla Suomen etelärannikolla. Kaupungin pohjoisen sijainnin takia kuukausien keskilämpötiloissa on suurta vaihtelua siten, että vuosien 1981-2010 kylmimmän kuukauden tammikuun keskilämpötila on vain -3,9 °C kun taas lämpimimmän kuukauden heinäkuun keskilämpötila on 17,8 °C (Ilmatieteen laitos kuukausitilastot 2015). Pohjois-Atlantin lämmittävän vaikutuksen takia talvet ovat kuitenkin 60. pohjoiselle leveyspiirille tyypillisiin arvoihin verrattaessa melko leutoja.

SMEAR-III (*Station for Measuring Ecosystem-Atmosphere Relations*, Järvi ym. 2009) on vuonna 2004 Helsinkiin perustettu mittausasema. Se kuuluu ympäri Suomea sijoitettujen SMEAR-asemien havaintoverkostoon, missä tutkitaan jatkuvien mittauksen avulla mm. ilmakehän aerosolien dynamiikkaa, ilmakehän kemiaa, mikrometeorologiaa, säätilaa sekä kasvien ekofysiologiaa. Käytössä oleva havaintoaineisto koostuu kolmen eri Helsingin kantakaupungin alueella sijaitsevan havaintoaseman mittausaineistosta. Päämittauskohde on Helsingin keskustassa sijaitseva hotelli Tornin katto, mutta myös Kumpulan mittausaseman sekä Erottajan paloasemalla sijaitsevan Elisan maston meteorologisia mittauksia käytetään hyväksi tutkimuksessa. Havaintoasemien tiedot on esitetty tarkemmin taulukossa 1 ja niiden sijainti kartalla on esitetty kuvassa 3.1.

Tornin mittausasema sijaitsee hotelli Tornin katolla tiheään rakennetulla alueella Helsingin ydinkeskustassa. Kilometrin säteellä mittausasemasta voidaan maankäyttöä luokitella siten, että pinta-alasta on rakennuksia 37%, päällystettyjä katuja 40% ja kasvillisuutta 22%. Mittauspaikka sijaitsee n. 120 metriä lounaaseen Helsingin pääkadusta Mannerheimintiestä, jota pitkin kulkee noin 20 000 moottoriajoneuvoa vuorokaudessa. Asukastiheys alueella on noin 81 ha⁻¹ (Nordbo ym. 2013 ja 2015). Erottajan paloaseman katolla sijaitsevan Elisan masto sijaitsee Kaartinkaupungissa n. 500 metriä hotelli Tornista kaakkoon. Myös sen ympäristössä maankäyttö, asukastiheys ja liikenteen määrät ovat hyvin samankaltaisia kuin Tornin mittausasemalla (taulukko 1).

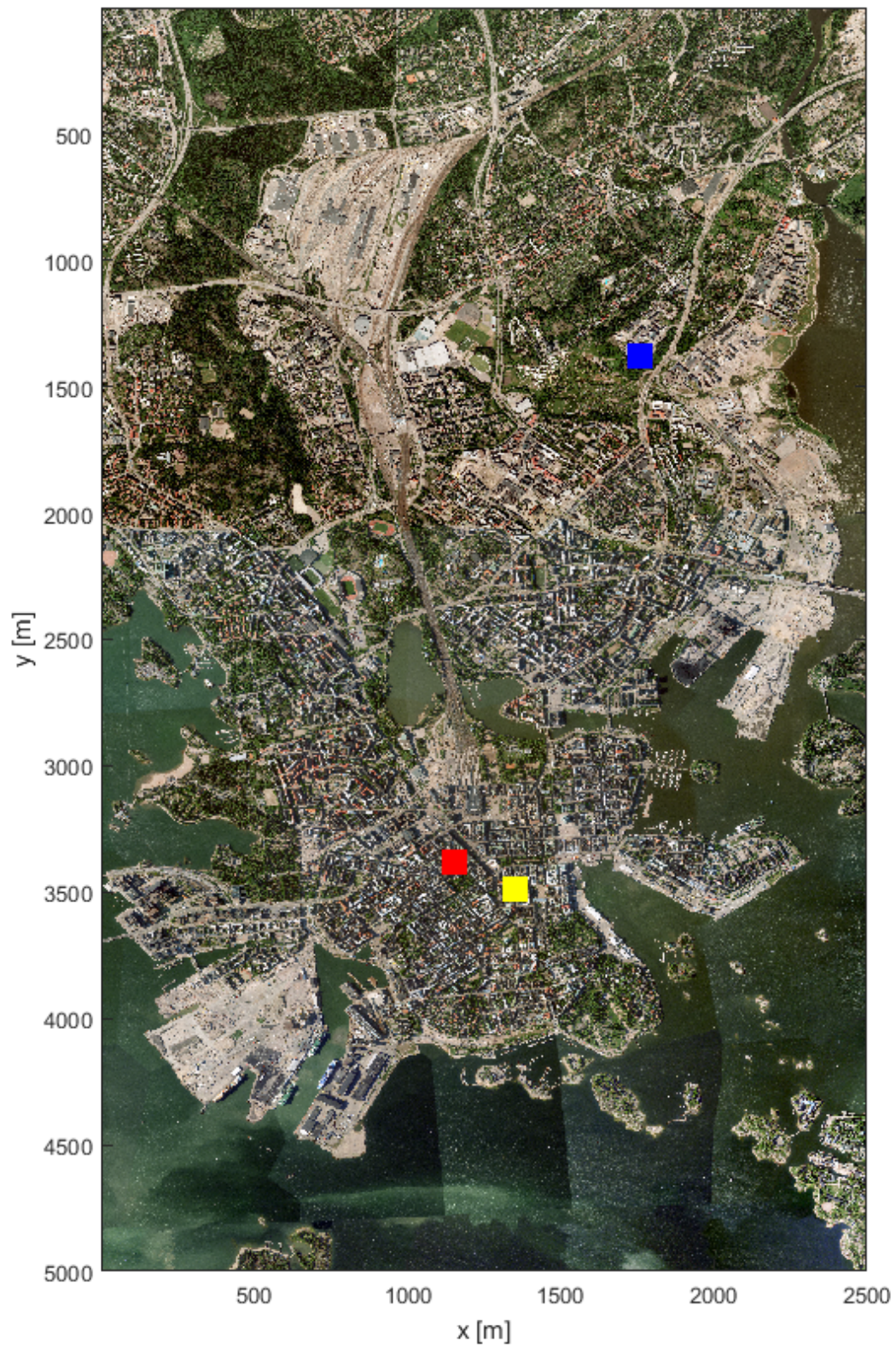
Taulukko 1: mittausasemien tiedot (Nordbo ym. 2013 ja Karsisto ym. 2015)

Muuttuja	Lyhenne	Yksikkö	Torni	Elisa *	Kumpula		
Leveyspiiri			60°10'04.09" N	60°09'53.8" N	60°12'10.14" N		
Pituuspiiri			24°56'19.28" E	24°56'42.6"E	24°57'40.06" E		
Mittauskorkeus	z	m	60	53	31		
						Tie	Rakennettu
Rakennusten keskimääräinen korkeus	z_H	m	17,9	21,7	10,4	11,5	12,6
Rosoisuus-parametri **	z_0	m	1,8	2,2	1,0	1,2	1,3
Siirroskorkeus	z_d	m	14,9	14,4	8	13	6
Asukastiheys	P	ha ⁻¹	81	81	31	37	44
Maankäyttö							
Rakennukset	-	-	0,37	0,57	0,15	0,15	0,14
Tiet	-	-	0,40	0,35	0,27	0,39	0,32
Kasvillisuus	-	-	0,22	0,02	0,58	0,46	0,54
Vesi	-	-	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00

* Mittauskorkeutta lukuunottamatta tiedot ovat Erottajan paloaseman tornille, joka sijaitsee n. 20 metriä luoteeseen Elisan mastosta

** rosoisuusparametrin arvo on laskettu siten, että $z_0 = 0,1 \cdot z_H$

Kumpulan havaintoasema sijaitsee Helsingin Kumpulassa noin 4 kilometriä Helsingin keskustasta koilliseen. Mittausasema sijaitsee Helsingin yliopiston Kumpulan kampuksen alueella, jossa maankäyttö on Helsingin keskusta verrattuna jo varsin erilaista. Noin 250 metrin säteellä mittausasemasta maankäyttöä voidaan kuvata siten, että 14% alueesta voidaan kattaa rakennuksilla, 39% päällystetyillä teillä ja 46% kasvillisuudella. Maankäyttö ei ole kuitenkaan tasaisesti jakautunut, vaan alue voidaan jakaa kolmeen eri sektoriin, kaupunkialue- (320°- 40°), tie- (40° - 180°) ja kasvillisuussektoriin (180° - 320°). Mittausasema sijaitsee kaupunkialuesektorissa, jossa rakennuksia on pinta-alasta 15%, päällystettyjä katuja 39% ja kasvillisuutta 46%. Liikenteen määrä pienillä teillä on alueella vähäistä, mutta tiesektorilla sijaitseva Kustaa Vaasan katu on yksi Helsingin keskustaan johtavista pääteistä, ja sillä liikenteen määrä on noin 50000 moottoriajoneuvoa vuorokaudessa (Järvi ym. 2009). Tiesektorilla maankäyttö on jakautunut siten, että 27% alueesta on päällystettyä tietä, 15% rakennuksia ja 60% kasvillisuutta. Alueen pohjoispuolella sijaitsevassa kasvillisuussektorissa pinta-alasta on kasvillisuuden peitossa 54%, rakennuksia on 14% ja teitä 32%. Asukastiheys on mittausaseman alueella n. 44 ha⁻¹ (Karsisto ym. 2015).



Kuva 3.1: Työssä käytettyjen mittausasemien sijainti; sininen neliö kuvaa Kumpulan mittausasemaa, punainen hotelli Tornia ja keltainen Erottajan paloaseman mittausasemaa. (Kaupunkimittausosasto, Helsinki, 2011)

3.1.2. Mittaukset ja mittalaitteet

Työssä käytettävät mittaukset koostuvat hotelli Tornin kovarianssimenetelmällä lasketuista latentin ja havaittavan lämmön voista (yhtälöt 11 ja 12) ja pintalämpötilamittauksista, sekä Kumpulassa ja Elisan mastossa mitatuista säteilysuureista.

Hotelli Tornin kovarianssimittaukset on tehty 3D-anemometrillä sekä puoliavoimen polun infrapuna-analysaattorilla (kts. taulukko 2). 10 Hz:n mittaustaajuudella tehdyistä pystytuulen ja soonisen lämpötilan sekä vesihöyryn pitoisuusmittauksista on laskettu 30 minuutin havaittavan ja latentin lämmön vuot käyttäen yleisesti hyväksyttyjä menetelmiä (mm. Nordbo ym. 2012). Datasta poistettiin lisäksi epästationääriset tilanteet käyttäen Foken ja Wichuran (1996) testiä stationäärisyysrajalla 60%. 30 minuutin vuoarvo saa siis vaihdella keskiarvostaan vain 60% analysoidun jakson aikana. Pintalämpötilamittaukset on tehty neljällä infrapunälämpömittarilla n. 60 cm etäisyydeltä neljältä eri pinnalta rakennuksen kaakkois- ja lounaispuolelta. Tutkittavat pintamateriaalit eli betoniseinät, välikaton musta metallinen peltilevy sekä vaalea betonilattia on valittu siten, että ne edustavat mahdollisimman hyvin rakennuksessa käytettyjä pintamateriaaleja.

Kumpulan havaintoasema sijaitsee 31,0 metriä korkean mittausmaston huipulla. Mittausasemalla on myös oma sääasema Helsingin yliopiston fysiikan laitoksen katolla. Tämän työn kannalta mittauksista tärkeimmät ovat pyranometrillä mitattu kohti maanpintaa saapuva lyhyt- ja pitkäaaltosäteily. Tulokset-osiossa käydään lyhyesti läpi myös sääaseman havaintoaineistoa.

Helsingin Kaartinkaupungissa sijaitseva kolmas mittausasema on sijoitettu Erottajan paloaseman katolla sijaitsevaan Elisan mastoon 41,2 metriä katutasen yläpuolelle. Tässä työssä aseman havaintoaineistosta on käytössä vain takaisin ylöspäin heijastuvan lyhyt- ja pitkäaaltosäteilymittaukset. Elisan maston rakenne aiheuttaa virhettä takaisin taivaalle heijastuneen säteilyn komponenteissa, joten siksi nettosäteilyn joudutaan laskemaan kahden eri havaintoaseman mittauksista.

Käytettävä mittausaineisto on vuoden 2012 tammikuun ja vuoden 2013 kesäkuun lopun väliseltä ajalta.

Taulukko 2: Työssä käytettävien mittausten mittausjärjestelyt

Mittaukset	Sijainti	Mittalaite, merkki ja valmistaja	Johdetut suureet	Lisätietoja
Rakennuksen Pintalämpötilat	Hotelli Torni	Apogee instruments SI-121 -infrapunaradiometri	Pintalämpötiloista johdettu ΔQ_s	Wood ym. 2013
Tuulen u,v,w -komponentit, sooninen lämpötila, vesihöyryn tiheys	Hotelli Torni	Metek USA-1 -akustinen anemometri, Li-7200, Licor Inc Infrapunakaasuanalysaattori (enclosed path)	Havaittavan ja latentin lämmön vuot	Nordbo ym. 2013
Lyhyt- ja pitkäaaltosäteily	Kumpula	Kipp&Zonen CNR4 -pyranometri	Nettosäteily	Järvi ym. 2009 ja Vesala ym. 2008
Lyhyt- ja pitkäaaltosäteily	Elisan masto	Kipp&Zonen CNR1 -pyranometri	Nettosäteily	Jarvi ym. 2009 ja Vesala ym. 2008
Lämpötila, sademäärä, suhteellinen kosteus, ilmanpaine	Kumpula	Pt-100 lämpömittari, Ott Messtechnik GmbH Pluvio2 -sademittari, Pt-100 ja ohutkalvoinen polymeerianturi, Vaisala DPA500 -barometri		Järvi ym. 2009

3.2. Ihmisperäisen lämmön vuon mallintaminen

Jotta energiataseen yhtälön (yhtälö 9) varastotermiä (ΔQ_s) ja ihmisperäisen lämmön vuon (Q_F) suuruutta voidaan arvioida erikseen, vähintään tulee toista termeistä mallintaa jollakin tapaa. Alla on esitelty menetelmät, joiden avulla tässä työssä on Q_F :n käyttäytymistä mallinnettu mittausjakson aikana.

3.2.1. Rakennusten lämmitys- ja viilennystarveluvun suuruus

Rakennusten sähkönkulutusta voidaan arvioida niin kutsuttujen lämmitys- ja viilennystarvelukujen avulla. Niiden käyttö perustuu siihen, että rakennuksen lämmityksen tai ilmastoinnin aiheuttama energiankulutus on verrannollinen sisä- ja ulkolämpötilan erotukseen. Samalla pystytään arvioimaan myös rakennusten sähkönkulutuksen tuottaman hukkalämmön suuruutta.

Sailorin ja Vasireddyn (2006) artikkelissa päivittäinen viilennystarveluku *CDD* (*cooling degree day*) ja vastaavasti lämmitystarveluku *HDD* (*heating degree day*) määritellään tunneittain muodossa

$$CDD = \frac{1}{24} \sum_{i=1}^{24} y_2 (T - T_b) \quad y_2 = \begin{cases} 1.0 & \text{kun } (T - T_b) \geq 0 \\ 0 & \text{kun } (T - T_b) < 0 \end{cases} \quad (16)$$

$$HDD = \frac{1}{24} \sum_{i=1}^{24} y_1 (T_b - T) \quad y_1 = \begin{cases} 1.0 & \text{kun } (T_b - T) \geq 0 \\ 0 & \text{kun } (T_b - T) < 0 \end{cases}, \quad (17)$$

missä T [°C] on tunnin keskilämpötila ja T_b [°C] on rakennuksen vakiosisälämpötila, joka on tyypillisesti lähteestä ja maanosasta riippuen noin 17-19 °C. Muuttuja γ on vakio, jonka avulla *HDD*:n ja *CDD*:n määrää pystytään säätelemään. Lämmitys- ja viilennystarvelukuja laskettaessa oletetaan siis, että rakennuksen lämmitys käynnistyy ulkolämpötilan alittaessa sisälämpötilan arvon ja sisätilojen ilmastointi vastaavasti aloitetaan kun ulkolämpötila ylittää sisälämpötilan arvon.

Arvioimalla syntyvän hukkalämmön määrää voidaan arvioida myös kaupunkialueiden ihmisperäisen lämmön vuon suuruutta. Järvi ym. (2011) mallintavat Q_F :n suuruutta (yhtälö 16) arvioidun sähkönkulutuksen avulla laajentamalla Sailorin ja Vasireddyn menetelmää erikseen arkipäiville (*wd*, weekday) sekä viikonlopuille (*we*, weekend). Näin ihmisperäisen lämmön vuolle saadaan laskettua arvoja tunnin resoluutiolla. Käytetty yhtälö on muotoa

$$Q_{F,p\{we,wd\}} = a_0 \{we,wd\} + a_1 \{we,wd\} CDD + a_2 \{we,wd\} HDD, \quad (18)$$

missä $a_0 = 0.308 \pm 0.003 \text{ Wm}^{-2} (\text{capita ha}^{-1})^{-1}$ on Q_F :n perustaso ja $a_1 = 9.9 \pm 1.9 \cdot 10^{-3} \text{ Wm}^{-2} (\text{capita ha}^{-1})^{-1}$ sekä $a_2 = 10.18 \pm 0.36 \text{ Wm}^{-2} (\text{capita ha}^{-1})^{-1}$ lämmitys- ja viilennystarvelukuja painottavat tekijät. Vakiot a_0 , a_1 ja a_2 on määritetty kokeellisesti Vancouverissa tehtyjen mittausten pohjalta (Grimmond 1992). Q_F :n suuruutta painotetaan vielä eri vuorokaudenajoille taulukon 1 mukaisesti. Q_F saa siis suurimpia arvoja iltapäivällä ja pienimpiä arvoja aamuyöllä.

Taulukko 3: Energiankäytön määrää arkipäivinä ja viikonloppuisin kuvaavien vakioiden w_e ja w_d arvot tunneittain (Järvi ym. 2011)

Tunti	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
w_e	0.57	0.45	0.43	0.4	0.4	0.45	0.71	1.2	1.44	1.29	1.28	1.31
w_d	0.65	0.49	0.46	0.47	0.47	0.53	0.70	1.13	1.37	1.37	1.30	1.37
Tunti	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
w_e	1.3	1.32	1.35	1.44	1.51	1.41	1.14	0.99	0.86	0.85	0.8	0.7
w_d	1.33	1.30	1.27	1.36	1.44	1.30	1.10	0.98	0.84	0.90	0.87	0.74

Menetelmän heikkoutena on se, ettei sen avulla voida tarkasti huomioida esimerkiksi liikenteen ja ihmisten synnyttämän hukkalämmön vaikutusta. Yhtälössä 17 a_0 kuvaa kaikkien muiden kuin rakennusten lämmitykseen tai viilennykseen liittyviä lämmönlähteitä, eli muita lähteitä ei tarkastella kovin yksityiskohtaisesti. Lämmitystarvelukuja laskettaessa käytetään tyypillisesti myös jotain lämpötilan kynnysarvoa, jota lämpimämpinä päivinä kiinteistöjä ei oleteta lämmitettävän ollenkaan, joten on oletettavaa että malli yliarvioi tuloksia etenkin kesäkuukausina. Lisäksi energiankäytön määrää kuvaavat w_d - ja w_e -profiilit perustuvat liikenteen määriin. Sitä kuinka hyvin vakioiden a_0 , a_1 ja a_2 arvot vastaavat Helsingin olosuhteita ei ole koskaan arvioitu.

3.2.2. LUCY-malli

Ihmisperäisen lämmön vuon suuruutta tarkisteltaessa on etenkin kaupunkialueilla järkevää tarkastella rakennusten lämmityksen synnyttämän tekijän lisäksi myös liikenteen ja ihmisten aineenvaihdunnan synnyttämää lämmön vuota, sillä etenkin liikenteen tiedetään kaupunkialueilla olevan merkittävä ihmisperäisen lämmön vuon lähde. Mm. Allen ym. (2010) sekä Smith ym. (2009) hyödyntävät LUCY-mallia (*the Large scale Urban Consumption of energy model*) mallintaessaan Q_F :n käyttäytymistä eri alueilla.

Q_F voidaan jakaa eri tekijöihin yhtälön 18 mukaisesti siten, että

$$Q_F = Q_V + Q_B + Q_M, \quad [\text{Wm}^{-2}] \quad (19)$$

missä Q_V on liikenteen pakokaasujen synnyttämä lämmön vuo, Q_B on rakennusten sähkönkulutuksen synnyttämä lämmön vuo ja Q_M on ihmisten aineenvaihdunnan synnyttämä

lämmön vuo. Q_M on termeistä tyypillisesti selvästi pienin ja sen on arvioitu olevan vain n. 2-3% Q_F :n kokonaisarvosta (Sailor ja Lu 2004). Talvikuukausien aikana tärkein tekijä etenkin tiheään rakennetuilla keskusta-alueilla on tyypillisesti rakennusten hukkalämmön aiheuttama Q_B , joka vastaa noin 50% Q_F :n kokonaisarvosta. Sen sijaan kesäkuukausina liikenteen synnyttämä Q_V on metropolialueilla havaittu olevan tärkein komponentti synnyttäen noin 50-60 % kokonaisvuosta (Sailor ja Lu 2004). Alla esitettyjen Q_M :n, Q_V :n ja Q_B :n kaikki tässä työssä käytetyt muuttujat on esitetty taulukossa 4.

Taulukko 4: LUCY-mallissa käytetyt muuttujat

Muuttuja	Arvo	Yksikkö	Selite	Viite
P	8100	ha ⁻¹	Ihmisten lukumäärä tarkastelualueella	Nordbo ym. (2013)
A	1	km ²	Tarkastelualueen pinta-ala	
V_C	130,4	-	Henkilöautojen lukumäärä tarkastelualueella 1000 ihmistä kohden	Vaestorekisterikeskus, Tilastokeskus
V_M	15,1	-	Sama moottoripyörien	Vaestorekisterikeskus, Tilastokeskus
V_{FR}	18,1	-	Ja edelleen raskaan liikenteen	Vaestorekisterikeskus, Tilastokeskus
E_C	25,9	Wm ⁻¹	Henkilöautojen	Smithin ym. (2009)
E_M	20	Wm ⁻¹	Moottoripyörien	Smithin ym. (2009)
E_{FR}	126,7	Wm ⁻¹	Raskaan liikenteen keskinopeudesta riippuva päästökerroin	Smithin ym. (2009)
F	0,7	-	Kuinka suuri osuus liikennevälineistä on liikkeessä	
D	15000	m	Arvio tunnissa keskimäärin kuljetusta matkasta	
E	8.2e10	kWh	Energian kokonaiskulutus	
T_F	0,7	-	Lämpötilan kynnysarvo	
P_T	5,49e6;	kpl	Suomen asukasluku	Väestörekisterikeskus
H_M		-	Ihmisten keskimääräinen lämmöntuotto ajan funktiona	Sailor ja Lu (2004)
H_W		-	Liikenteen määrän vuorokausivaihtelu tunneittain	Järvi ym. (2011)
H_E		-	Energian kulutus tunneittain	

Ihmisten aineenvaihdunnan synnyttämää lämmön vuota Q_M mallinnetaan yhtälöllä

$$Q_M = \frac{PH_M}{A \cdot 10^6}, \quad (20)$$

missä $P = 8100$ (Hotelli Tornin ympäristössä asukastiheys $P = 81 \text{ ha}^{-1}$) on ihmisten lukumäärä määrittelyalueella (Nordo ym. 2013), $A = 1 \text{ km}^2$ on alueen pinta-ala, $H_M [\text{W}]$ kuvaa ihmisen keskimääräistä lämmöntuottoa ajan funktiona. Sailor ja Lu (2004) arvioivat artikkelissaan, että normaalipainoisen miehen aineenvaihdunnan synnyttämän lämpötehon suuruusluokka on yöaikaan levossa n. 70 W, päivällä aktiivisimmillaan n. 175 W ja näiden välivaiheessa (esim. aamu, ilta) 125 W, joten H_M :n suurimman ja pienimmän arvon välinen vuorokausivaihtelu on noin 100 W. P :n arvo on Suomen keskimääräiseen asukastiheyteen verrattuna melko suuri, sillä tarkasteltava alue käsittää vain Helsingin ydinkeskusta-alueen.

Q_M :n arvoa laskettaessa ei oteta huomioon sitä, että ihmisten lukumäärä laskenta-alueella saattaa muuttua huomattavasti päivän aikana. Esimerkiksi työmatkaliikenne Helsingin keskustan läpi saattaa muuttaa P :n arvoa ruuhka-aikoina ja myös H_M :n tarkka määrittäminen on hyvin vaikeaa. Näin ollen Q_M edustaa konservatiivista arviota. Sen arvioidaan olevan suuruusluokaltaan suurimmissakin kaupungeissa kuitenkin vain muutamia watteja neliometriä kohden.

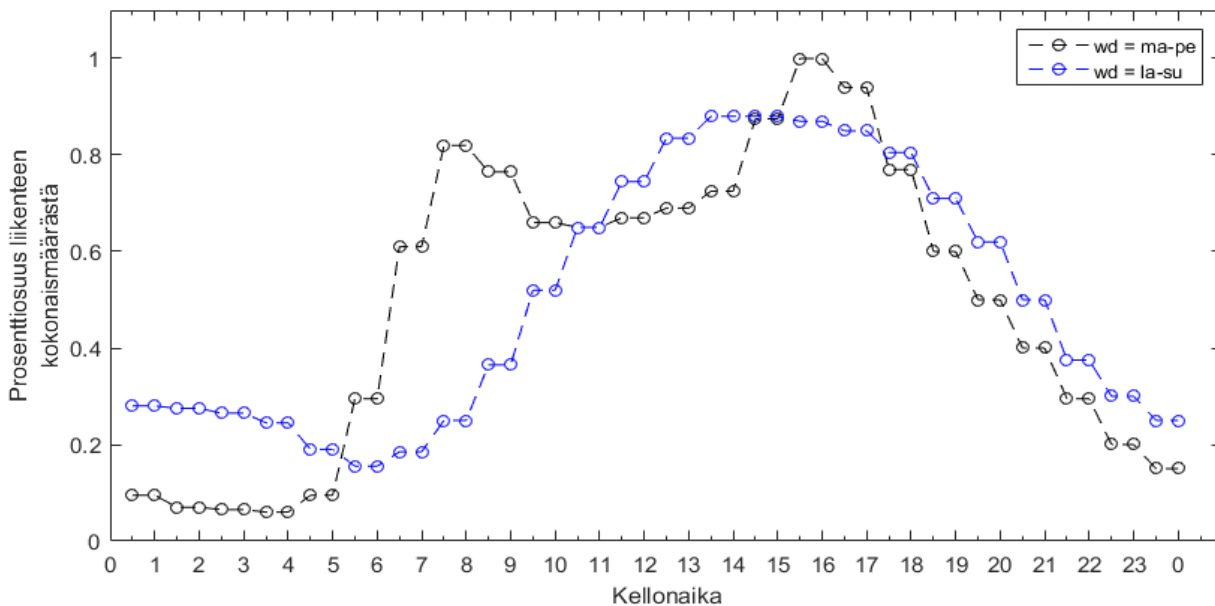
Liikenteen päästöjen hukkalämmön synnyttämä lämmön vuo Q_V on tyypillisesti sen sijaan varsin merkittävä osa Q_F :n kokonaisuudesta. Sitä mallinnetaan yhtälöllä

$$Q_V = \frac{[V_C E_C + V_M E_M + V_{FR} E_{FR}] F \cdot 24 \cdot PDH_W}{A \cdot 3.6 \cdot 10^9}, \quad (21)$$

missä $V_C = 130,4$, $V_M = 15,1$ ja $V_{FR} = 18,1$ ovat autojen, moottoripyörien ja raskaan kaluston lukumäärä 1000 ihmistä kohden, $E_C = 25,9 \text{ W m}^{-1}$, $E_M = 20 \text{ W m}^{-1}$ ja $E_{FR} = 126,7 \text{ W m}^{-1}$ ovat eri liikennevälinetyyppien keskinopeudesta riippuvat päästökertoimet, $F = 0,7$ on kerroin, jolla arvioidaan liikkuvien liikennevälineiden kokonaismäärää, $D = 15 \text{ km}$ on karkeasti arvioitu Helsingin keskustassa tunnissa keskimäärin kuljettu matka ja H_W kuvaa liikenteen määrän vuorokausivaihtelua tunneittain. Jotta yhtälöstä saadaan tuloksia halutuissa yksiköissä (W m^{-2}), tulee aikayksiköt muuttaa vielä sekunneiksi ja pinta-ala neliömetreiksi kertoimella $3,6 \cdot 10^9$.

Eri liikennevälinetyyppien lukumäärä suhteessa asukaslukuun on laskettu Helsingin kaupungin 31.12.2013 asukasluvun sekä Uudenmaan maakunnan alueella 31.12.2013 rekisterissä olevien ajoneuvojen määrän avulla (Väestörekisterikeskus 2015 ja Tilastokeskus 2015). Vaikka näin ei

täysin tarkkoja lukuja Helsingin kantakaupungin liikenteen määrästä saadakaan, voidaan niiden pohjalta kuitenkin esittää melko hyviä arvioita suhdelukujen kokoluokasta. Helsingissä päivän ruuhkahuiput (n. 8% liikenteen kokonaismäärästä) saavutetaan aamulla ja iltapäivällä kuvan 3.2 mukaisesti. Päästökertoimet on määritetty Smithin ym. (2009) artikkelin pohjalta sillä oletuksella, että valtaosa alueella liikkuvista autoista käyttää polttoaineena bensiiniä. Malli ei ota huomioon sitä, että ruuhkahuippujen aikaan liikkeellä olevien autojen suurin osuus voi hetkittäin olla suurempi kuin 70%, ja toisaalta yöaikaan määrä on oletettavasti huomattavasti pienempi kuin 70%. Vuorokausijakauman perusteella tällä ei kuitenkaan todennäköisesti ole merkittävää vaikutusta Q_V :n arvoon, sillä etenkin yöaikaan liikenteen määrät ovat varsin pieniä.



Kuva 3.2: Liikenteen vuorokausijakauma H_W arkipäivinä Helsingissä (Järvi ym. 2011).

Viimeinen ja etenkin talvikuukausien aikana usein suurin termeistä on rakennusten lämmityksen synnyttämä lämmön vuo Q_B . Sen käyttäytymistä pyritään mallintamaan yhtälöllä

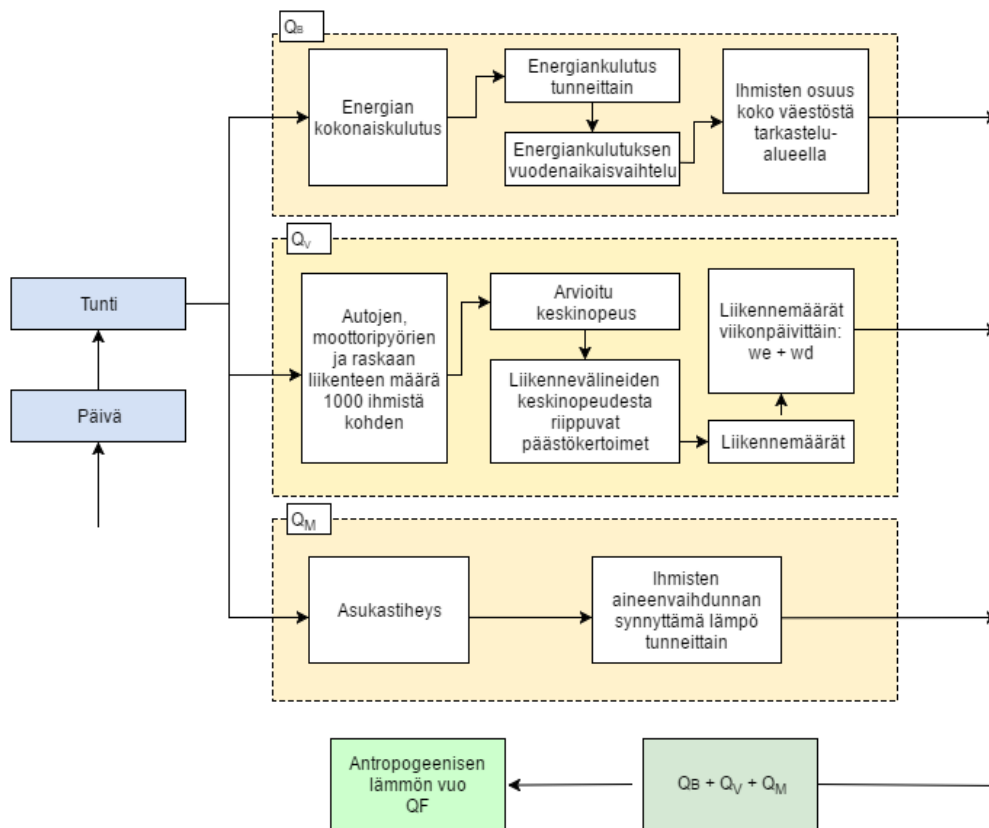
$$Q_B = \frac{E P H_E T_F}{P_T A \cdot 8.76 \cdot 10^6}, \quad (22)$$

missä $E = 8,2 \cdot 10^{10}$ kWh on Suomen energian kokonaiskulutus, H_E on energian kulutus tunneittain, T_F on kuukauden keskilämpötilojen vaihtelujen perusteella laskettu energian käytön vaihtelua kuvaava muuttuja ja P_T maan asukasluku. Yhtälö jaetaan vielä tekijällä $8.76 \cdot 10^6$ jotta tulokset saadaan muutettua kilowattitunneista wateiksi per neliometri ($W m^{-2}$).

Nicol ja Humphreys (2002) toteavat artikkelissaan, että sisätilojen $18\text{ }^{\circ}\text{C}$:n keskimääräinen lämpömuukavuustaso saavutetaan painovoiman avulla toimivassa ilmanvaihtojärjestelmällä

varustetuissa taloissa ulkolämpötilan ollessa 12 °C. Allen ym. (2011) asettavat tämän lämpötilan kynnyksarvoksi T_F :lle siten, että kuukauden keskilämpötilan laskiessa sen alle $T_F = 0.7$ kasvaa 5% per alitettu lämpötila-aste ja kuukauden keskilämpötilan ylittäessä 12 °C $T_F = 0.7$ kasvaa 3% jokaista ylitettyä lämpötila-astetta kohden. Sähkönkulutuksen arvioidaan näin siis kasvavan enemmän kylminä kuukausina kuin lämpiminä. Allen ym. toteavat Smithin ym. tutkimuksen pohjalta, että energiankulutuksen vuorokausijakauma H_E on hyvin samankaltainen kuin liikenteen vuorokausijakauma (kuva 3.1), joten samaa jakaumaa voidaan soveltaa myös kuvattaessa energiankulutusta eri vuorokaudenaikoina. P_T on Suomen asukasluku, jonka arvo on noin $5.49 \cdot 10^6$ (Väestörekisterikeskus)

LUCY-malli mallintaa siis energian kokonaiskulutuksen, liikenteen määrän ja vuorokausijakauman sekä asukastiheyden pohjalta lasketun ihmisten aineenvaihdunnan arvioidun kokonaistehon avulla Q_F :n kokonaisarvoa. Mallissa käytetyt vakiot on taulukoitu liitteessä 1. LUCY-mallin toimintaperiaate on esitetty vielä kuvassa 3.3.

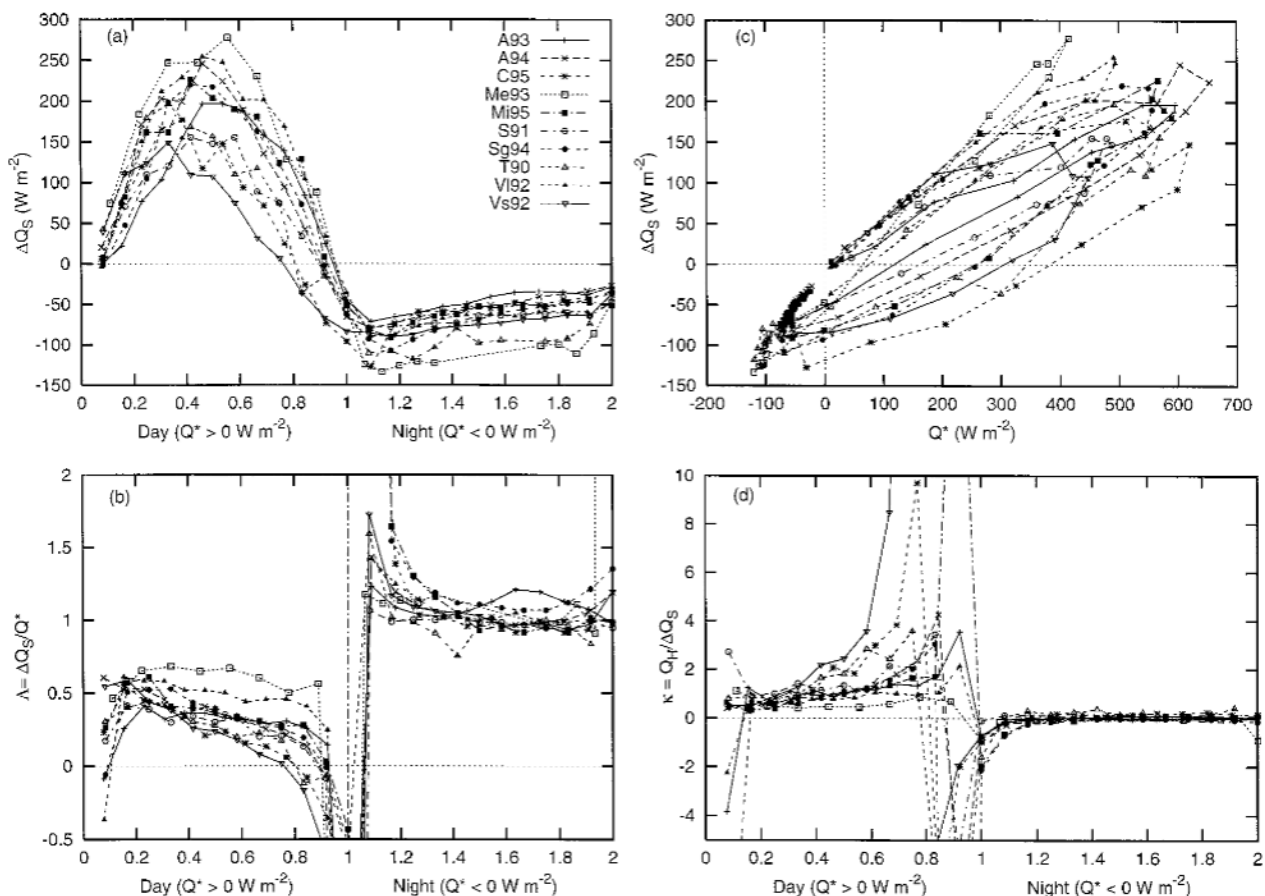


Kuva 3.3: LUCY-mallin toimintaperiaate kaaviokuvana. Q_B kuvaa rakennusten lämmityksen, Q_V liikenteen päästöjen ja Q_M ihmisten aineenvaihdunnan synnyttämää lämmön vuota.

3.3. Lämmön vuon varastotermin ΔQ_s mallintaminen hystereesimallin avulla

Muun muassa Grimmond ym. (1991) ja Grimmond ja Oke (1998) mallintavat tutkimuksessaan varastotermin käyttäytymistä yksinkertaisen hystereesimallin avulla. Hystereesi kuvaa suureen muuttumisen viivästymistä siten, että suureen hetkellinen arvo ei riipu vain siihen mittaushetkellä vaikuttavista tekijöistä vaan myös siihen aikaisemmin vaikuttaneista tekijöistä. Mittausarvo tietyn todellisen arvon kohdalla on siis riippuvainen suunnasta, josta sitä lähestytään.

Grimmond ja Oke havaitsivat, että kaikilla tutkituilla mittauspisteillä on säteilypakotteen ja residuaalimenetelmällä ($\Delta Q_s = Q^* - Q_H - Q_E$) lasketun varastotermin muutoksen välillä havaittavissa selvä hystereesikuvio. Kuvassa 3.4c on nähtävissä kuinka ΔQ_s :n ja Q^* :n välille piirretty kuvaaja piirtää ympyrää vastapäivään, eli toisin sanoen Q^* :n maksimi-arvot havaittiin tyypillisesti 1–2 tuntia ennen ΔQ_s :n maksimi-arvoja. Toisaalta myös päivällä $\Delta Q_s/Q^*$ -kuvaajien (kuva 3.4b) kulmakerroin on laskeva, eli niiden arvojen suhteellinen ero pienenee päivän mittaan. Alustan materiaalilla tai vallitsevilla sääolosuhteilla ei sen sijaan havaittu olevan merkittävää vaikutusta maksimi-arvojen ajoitukseen. Päivän aikana $Q_H/\Delta Q_s$ kasvaa kaikilla mittausasemilla, eli varastotermin lämpö siirtyy lämmittämään yhä enemmän ilmaa alueen rakenteiden sijaan. Grimmond ja Oke toteavat lisäksi, että ilmiötä voidaan osaltaan selittää sillä että aamupäivällä ilmakehän sekoittuminen on vielä vähäistä, jonka takia havaittavan lämmön vuo kohdistuu suurelta osin maaperään ja ympäröiviin rakenteisiin. Iltapäivällä ilmakehän on epästabiilimpi ja sekoittuminen voimakkaampaa, jolloin myös lämmönsiirto pinnalta ilmakehään on lisääntyneen turbulenssin kautta voimakkaampaa.



Kuva 3.4: (a) ΔQ_s [$W m^{-2}$], (b) $\Delta Q_s/Q^*$, (c) ΔQ_s vs. Q^* ja (d) $Q_H/\Delta Q_s$ -kuvaajat piirrettyinä vuorokauden ajan funktiona artikkelin havaintoasemille. (Grimmond ja Oke 1998).

Koska muutokset nettosäteilyn Q^* määrässä voidaan siis olettaa olevan suurin tekijä lämmön varastotermin muutoksissa, ΔQ_s :n muutosta voidaan kuvata yhtälöllä (Oke ja Cleugh 1987)

$$\Delta Q_s = a_1 Q^* + a_2 \frac{dQ^*}{dt} + a_3 \quad (W m^{-2}) \quad (23)$$

$$\frac{dQ^*}{dt} = \frac{1}{2} [Q_{t+1}^* - Q_{t-1}^*], \quad (24)$$

missä alaindeksi t kuvaa Q^* :n mittauksen järjestysnumeroa (ensimmäisellä mittausajanhetkellä $t = 1$, toisella mittausajanhetkellä $t = 2$ jne.). Kertoimet a_1 , a_2 ja a_3 on tyypillisesti ratkaistu sijoittamalla yhtälöön mittauksista jäännösterminä saatu ΔQ_s . Kerroin a_1 kuvaa varastotermin ja säteilypakotteen riippuvuuden voimakkuutta, a_2 kuvaa Q^* :n ja ΔQ_s :n vaihe-eron suuntaa ja astetta siten, että kun $a_2 > 0$, Q^* :n maksimi-arvot saavutetaan ennen ΔQ_s :n maksimi-arvoja. Kun $a_2 = 0$, vaihe-eroa ei ole, eli hystereesiäkään ei ole havaittavissa. Kerroin a_3 määrittää tason, joka osoittaa milloin ΔQ_s ja Q^*

muuttuvat negatiivisiksi - suuri a_3 merkitsee sitä, että ΔQ_s muuttuu negatiiviseksi paljon Q^* :n arvoa aikaisemmin.

Vakioiden sovitus yhtälössä 23 voidaan tehdä eri menetelmillä laskettujen varastotermin tulosten avulla. Yksi tapa on mallintaa ihmisperäisen lämmön vuota, jolloin tuloksista voidaan yrittää poistaa sen aiheuttama virhe, tai vastaavasti itse ΔQ_s :n arvoja voidaan pyrkiä arvioimaan rakennusten pintalämpötilojen avulla. Tulosten vertailukelpoisuuden kannalta on myös mielekästä määrittää vakiot erikseen eri vuodenaajoille, sillä aikaisemmin a_1 , a_2 ja a_3 :n arvot on määritetty vain kesäkuukausille. Vaihtelu varastotermin ja nettosäteilyn määrässä esimerkiksi kesä- ja talvikuukausien välillä voi olla suurta.

3.4. Varastotermin määrittäminen pintalämpötilojen avulla

Varastotermin käyttäytymistä voidaan mahdollisesti tutkia myös rakennusten pintalämpötilojen avulla. Osa pinnalle tulevasta lämpösäteilystä absorboituu pintamateriaaliin ja mittaamalla pinnan lämpötilan vaihtelua voidaan teoriassa laskea arvoja myös varastotermin muutokselle. Energiämäärää, jota kappaleen lämmittämiseksi tarvitaan, voidaan kuvata yhtälöllä (mm. Knight 2008)

$$Q = cm\Delta T, \quad (25)$$

missä Q [J] on energian muutos, c [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$] on seinämateriaalin ominaislämpökapasiteetti, m [kg] on lämpenevän materiaalin massa ja T [K] on pintalämpötilan muutos. Muokkaamalla yhtälöä hieman saadaan laskettua suoraan teho pinta-alayksikköä kohden siten, että

$$\Delta Q_s = c \rho h \cdot \frac{T_{i+1} - T_i}{\Delta t} \quad (\text{W m}^{-2}). \quad (26)$$

Nyt ΔQ_s [W m^{-2}] on lämmön varastotermi, ρ [kg m^{-3}] on seinämateriaalin tiheys, h [m] on seinän paksuus, Δt [s] on lämpötilamittausten aika-askel, T [K] on pintalämpötila ja Δt [s] lämpötilamittausten välinen aika. Lämpötilamittaukset on tehty 30 minuutin välein, joten tämä määrittää myös käytetyn aika-askeleen pituuden. Mallin käyttämien muuttujien arvot on esitetty taulukossa 5.

Seinämateriaalin keskitiheys ja ominaislämpökapasiteetti on saatu arvioimalla karkeasti seinän rakenteen materiaalien tiheyttä. Mallissa on oletettu, että seinämateriaali koostuu kolmesta eri rakennemateriaalista, betonista, eriste villasta ja puusta ja niiden arvioitujen tiheyksien avulla on laskettu arvio rakenteen keskitiheydelle siten, että

$$c = \frac{880+1300+2900}{3} = 1700 \text{ (J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}) \quad (27)$$

$$\rho = \frac{2400+35+690}{2} = 1560. \text{ (kg m}^{-3}) \quad (28)$$

Yhtälössä 28 ei lasketa kuitenkaan todellista arviota keskitiheydelle, vaan tuloksia on pyritty pienemmän nimittäjän avulla painottamaan lähemmäs betonin tiheyttä.

Taulukko 5: Pintalämpötilamallin muuttujat

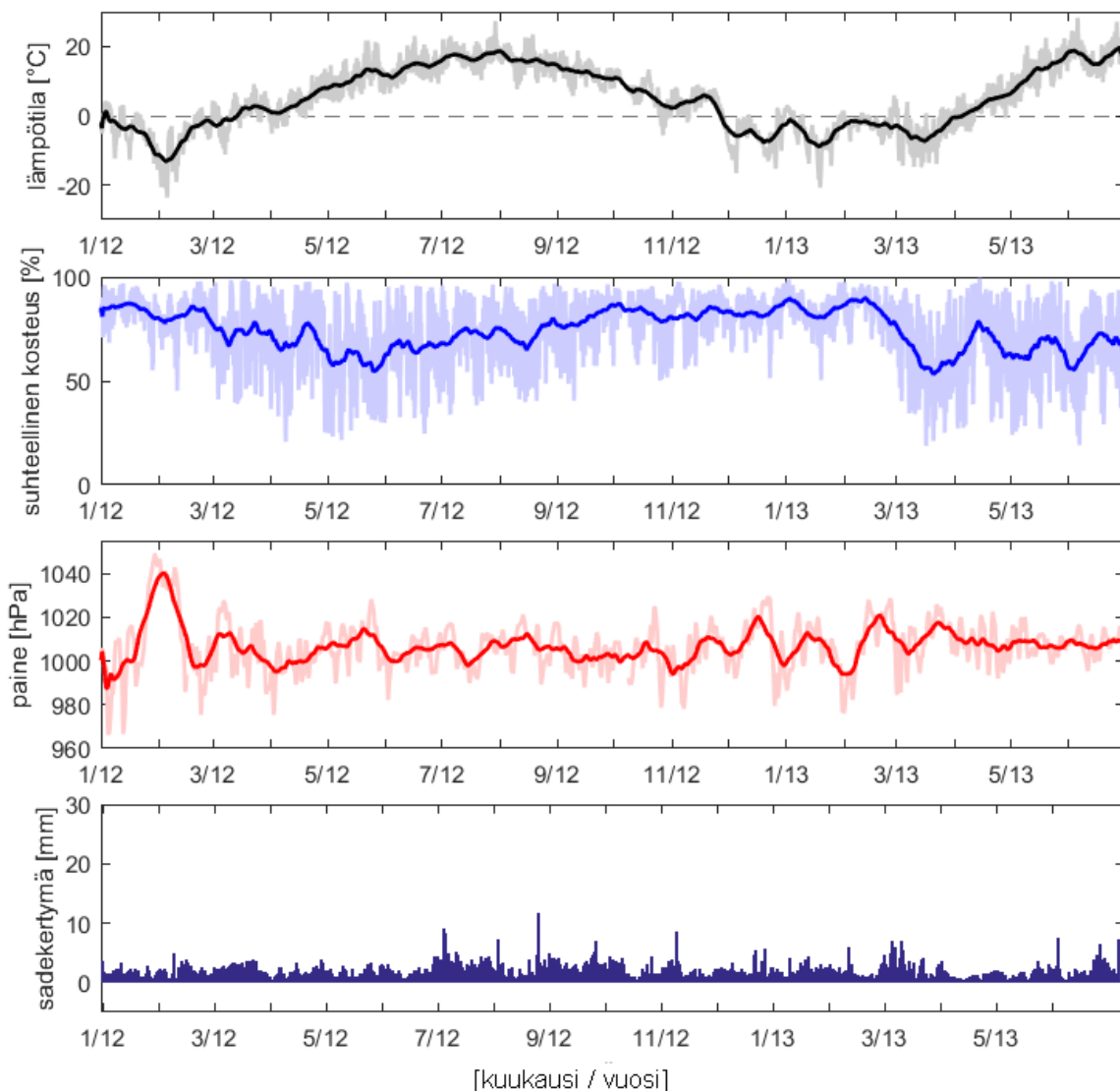
Muuttuja	Arvo	Yksikkö	Selite	Lähde
c	1700	J (K·kg) ⁻¹	Seinämateriaalin ominaislämpökapasiteetti (arvio)	Knight 2008
ρ	1560	kgm ⁻³	Seinämateriaalin keskitiheys (arvio)	Knight 2008
h	0,5	m	Seinän paksuus	
A	0,062	m ²	Mittausalueen pinta-ala	
Δt	1800	s	Mittausten aika-askel	
T		K	Pinnan lämpötila	

Menetelmän suurin heikkous on se, että rakenteen ominaisuuksia ei tunneta tarkasti. Seinä ei ole homogeeninen kappale ja sitä lämmitetään vain yhdeltä sivulta, joten se näin ollen myöskään lämpene tasaisesti. Erilaiset pintamateriaalit antavat myös hyvin erilaisia tuloksia, sillä ne absorboivat lämpösäteilyä hyvin eri lailla. Tästä syystä esimerkiksi musta kattopelti lämpenee huomattavasti voimakkaammin kuin harmaa betoniseinä ja näin myös niiden avulla lasketuissa varastotermien muutoksistakin voidaan olettaa saatavan erilaisia tuloksia. Toinen mallin ongelmista on se, että sen tulokset ovat hyvin herkkiä muuttujien arvojen muutoksille. Pienetkin muutokset seinämateriaalin ominaislämpökapasiteetin ja -keskitiheyden arvoissa synnyttävät suuria muutoksia mallin tuloksissa ja kun c :n ja ρ :n todellisia arvoja ei tunneta, on mallin tulosten todenperäisyyden tarkastelu hyvin vaikeaa. Lisäksi pintalämpötila-aineistoa on vain yhden rakennuksen pinnalta, eikä havaintojen edustavuudesta voida näin olla varmoja.

4. Tulokset

4.1. Meteorologiset suureet havaintojakson aikana

Myöhemmin esiteltävien energiataseyhtälön komponenttien tulosten ymmärtämisen kannalta on tärkeää tietää myös, miten suursäätila on käyttäytynyt havaintojakson aikana. Kuvassa 4.1 esitetty Kumpulan havaintoaseman ilmanlämpötila, suhteellinen kosteus, ilmanpaine sekä päivittäinen sadekertymä välillä havaintojakson (1.1.2012 – 30.6.2013) aikana. Työssä käytettävä havaintoaineisto on mitattu (meteorologiset suureet) tai keskiarvoistettu (vuomittaukset) käyttäen 30 minuutin aikaresoluutiota.

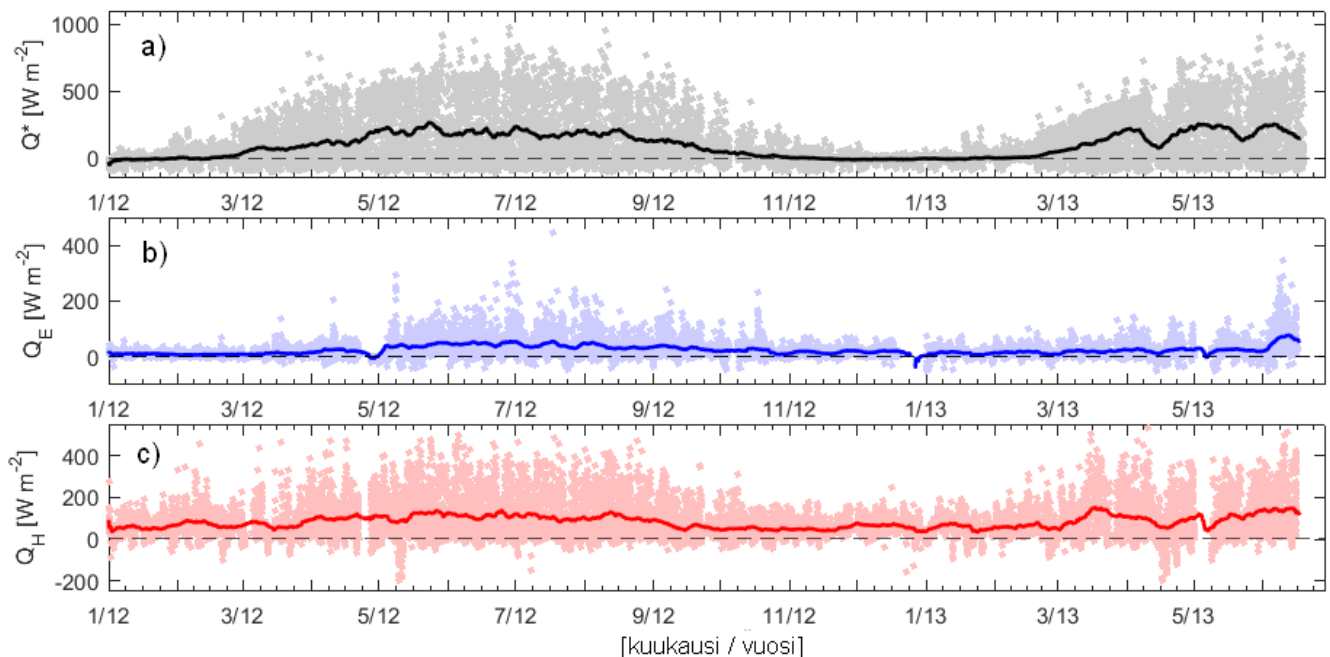


Kuva 4.1: Lämpötila, suhteellinen kosteus, ilmanpaine sekä päivittäinen sadekertymä Kumpulan mittausasemalla. Lämpötilan, suhteellisen kosteuden ja ilmanpaineen kohdalla haalea alue kuvaa kaikkia havaintoja, tumma yhtenäinen viiva 7 päivän liukuvaa keskiarvoa.

Havaintojakson kylmimmät kuukaudet olivat helmikuu 2012 sekä 2013, joiden keskilämpötilat olivat $-7,1$ ja $-7,4$ °C. Ne ovat hieman Ilmatieteen laitoksen kuukausitilastojen Helsingin Kaisaniemen mittausaseman vuosien 1981-2010 keskiarvoa ($-4,7$ °C) kylmempiä, mutta selitettävissä kuitenkin ajanjaksojen aikana vallinneilla korkeapaineen jaksoilla. Mittausaineiston vuoden 2013 lämpimimmän kuukauden heinäkuun keskilämpötila oli $17,8$ °C ja vuoden 2012 vuosikeskiarvo oli $5,8$ °C, jotka ovat käytännössä samat kuin pitkän ajan keskiarvot ($17,8$ °C ja $5,8$ °C). Myöskään muiden kuukausien keskilämpötiloissa ei verrattaessa pitkän ajan keskiarvoihin ollut havaittavissa kovin suuria muutoksia suuntaan tai toiseen. Havaintoaineiston vuoden 2012 kokonaissadekertymä oli 940 mm, joka sen sijaan lähes puolet keskimääräistä vuotuista 655 mm:n sadekertymää suurempi.

Pintapaineen, suhteellisen kosteuden ja sadekertymän kuvaajissa voidaan nähdä myös eri vuodenajoille tyypillistä vaihtelua suursäätilassa. Korkeapainejaksojen aikana sademäärät ja suhteellinen kosteus ovat pääosin pieniä, eli sää on verrattaen selkeää ja poutaista, matalapaineen aikana ilma on kosteampaa ja sadekertymät ovat suurempia. Korkeapaine kääntää virtauksen tyypillisesti idän puolelle, joka tuo talvella Pohjois-Eurooppaan mukanaan kylmää ja usein melko kuivaa ilmaa. Kesällä korkeapaine tarkoittaa tyypillisesti lämmintä ja selkeää säätä, joskin konvektion synnyttämät kuurosateet voivat synnyttää suuriakin sadekertymiä. Matalapaine tuo mukanaan usein kosteamman länsivirtauksen, joka tarkoittaa tyypillisesti lauhaa, pilvisempää ja epävakasta säätä. Suursäätilan vaihtelusta johtuen saadaan kattava kuva meteorologian vaikutuksesta lämpötaseyhtälön termien ratkaisussa.

Kuvissa 4.2 ja 4.3 on esitetty Q^* , Q_E ja Q_H sekä kappaleessa 2.4 mainitut nettosäteilyn laskemiseen käytetyt lyhyt- ja pitkäaaltosäteilyn komponentit ($K\uparrow$, $K\downarrow$, $L\uparrow$ ja $L\downarrow$) tarkastelujakson aikana. Käytössä olevasta mittausaineistosta Q^* :n mittauksista puuttuu n. 35%, Q_E :n ja Q_H :n mittauksista 56% ja 44%. Nämä ovat varsin tyypillisiä arvoja kovarianssimittauksille. Puutteet nettosäteilyn mittauksissa selittyvät myös paljolti sillä, että mittauksissa jouduttiin käyttämään kahden eri mittauspisteen säteilymittauksia Elisan maston varjostuksen takia.



Kuva 4.2: Nettosäteily (Q^*), havaittavan lämmön vuo (Q_H) sekä latentin lämmön vuo (Q_E) havaintojakson aikana. Tumma viiva kuvaa kolmen päivän liukuvaa keskiarvoa, haaleammat pisteet yksittäisiä 30 minuutin välein keskiarvoistettuja mittauksia.

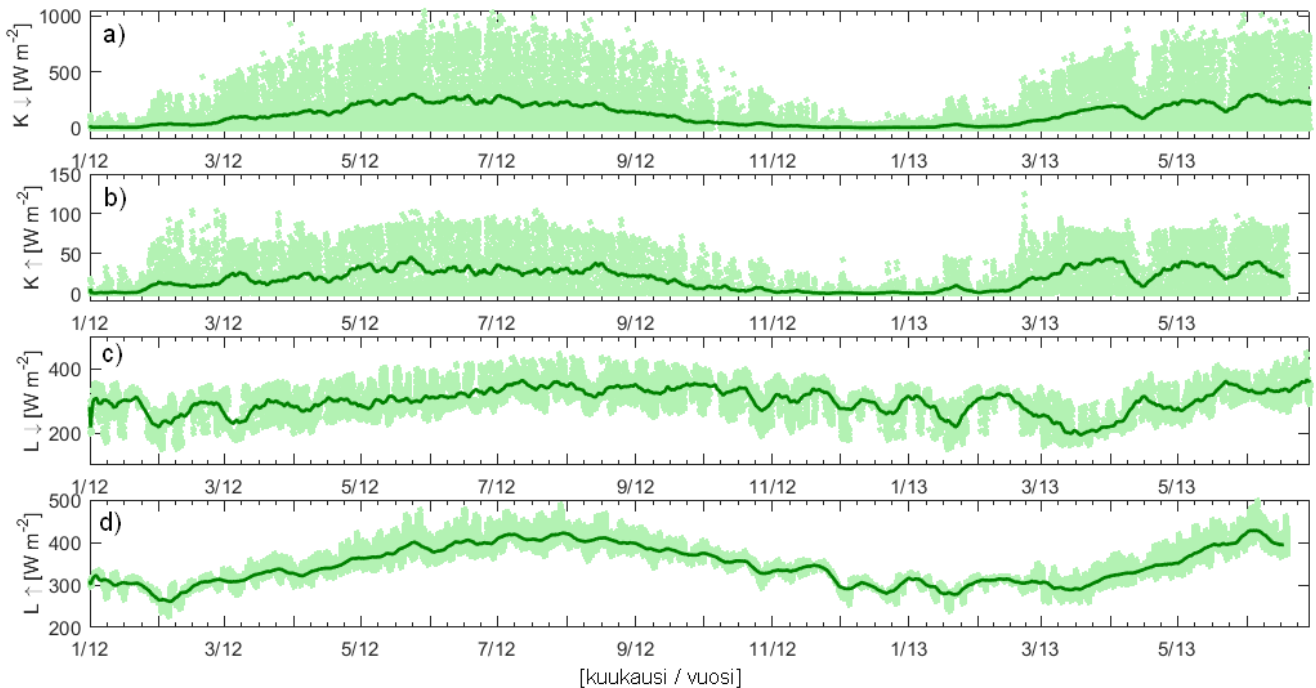
Silmiinpistävin piirre on Q^* :n voimakas vuodenaikaissykli. Se koostuu neljästä eri komponentista (kuva 4.3), joista tärkein etenkin kesäkuukausien aikana on auringon lyhytaaltosäteily. Nettosäteilyn määrä alkaa kasvaa keväällä auringon korkeuskulman kasvaessa ja suurimat Q^* :n arvot (n. 350 W m^{-2}) havaitaan keskikesällä auringon korkeuskulman ollessa suurimmillaan, jolloin myös maahan tuleva auringon lyhytaaltosäteilyn K_{\downarrow} määrä on suurimmillaan (kuva 4.3a). Pienimmillään maahan asti tulevan auringonsäteilyn määrä on sydäntalvella, jolloin alaspäin suuntautuva lyhytaaltosäteily ja näin myös nettosäteilyn teho tippuu lähelle nollaa tai menee jopa negatiiviseksi.

Takaisin ylöspäin heijastuvan lyhytaaltosäteilyn kuvaajasta (4.3b) nähdään hyvin myös etenkin talven 2012 kohdalla pinnan albedoa kasvattavan lumipeitteen vaikutus - vaikka K_{\downarrow} :n arvot lähes viisinkertaistuvat ($50 \text{ W m}^{-2} \rightarrow 250 \text{ W m}^{-2}$) verrattaessa kevättalven ja keskikesän keskiarvoja, K_{\uparrow} :n suuruusluokka pysyy kuitenkin käytännössä muuttumattomana talvikuukausista aina elokuun alkupuolelle. Ilmiö on nähtävissä erityisen hyvin myös yksittäisten mittausten kohdalla. Tämä on havaittavissa myös pinnan albedon kuvaajasta (kuva 4.4). Alaspäin saapuvan ja takaisin heijastuvan säteilyn suhde on suurimmillaan alkuvuodesta (0,3 – 0,4), pienimmillään se on keskikesällä ja syksyllä (0,1 – 0,2). Etenkin talven 2012 kohdalla on kuvaajassa nähtävissä selvästi kattavamman lumipeitteen vaikutus pinnan albedoon. Lämpötila pysyttelee koko tammi-helmikuun nollan alapuolella eikä lumi pääse näin sulamaan ja pinnan albedokin saa melko suuria arvoja (0,3 – 0,5)

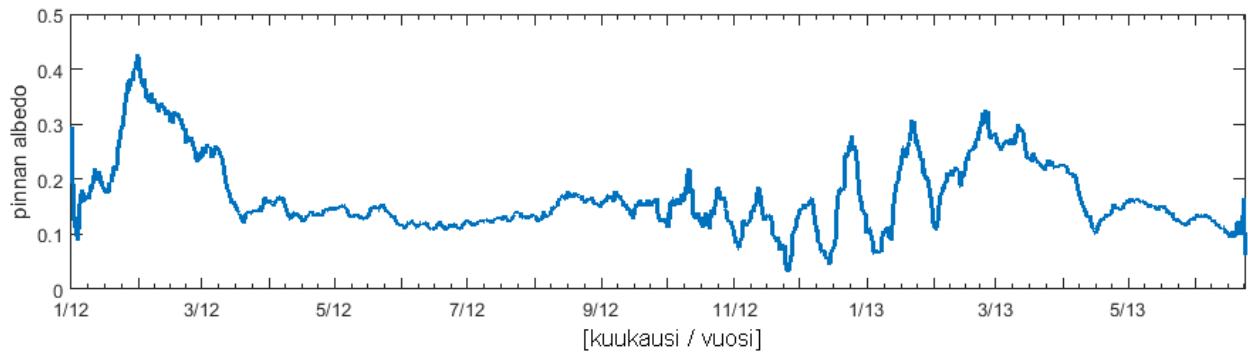
läpi talven. Vuoden 2013 kohdalla lämpötila heilahtelee talvikuukausien aikana nollan asteen molemmiin aiheuttaen lumipeitteen sulamista ja kertymistä – pinnan albedo vaihtelee suuresti ja nopeasti välillä 0,02 – 0,3.

Tarkasteltaessa pitkäaaltosäteilyn kuvaajia (4.3c ja 4.3d) huomataan, että etenkin taivaalle karkaavan lämpösäteilyn määrässä on havaittavissa selvä vuodenaikaissykli. Pienimmät arvonsa (n. 250 Wm^{-2}) L_{\uparrow} saa talvella, suurimmillaan (n. 400 Wm^{-2}) se on keskikesällä. Kaupunkialueilla havaittu vuodenaikaissykli lienee ympäröivää maaseutua voimakkaampi, sillä luonnollisten pintojen kyky varastoida lämpöä on usein päällystettyjä katuja ja rakenteita vähäisempi jolloin pinnan lämpötilat jäävät alhaisemmiksi. L_{\downarrow} :n arvossa ei ole havaittavissa yhtä selvää vuodenaikaisvaihtelua, sen arvot vaihtelevat läpi vuoden pääosin $300 - 400 \text{ Wm}^{-2}$ välillä.

Latentin lämmön vuo Q_E on suurimmillaan kesällä (n. 120 Wm^{-2}), jolloin haihtumiseen käytettävä energia ja kasvien lehtipinta-ala ovat suuria. Talvikuukausien aikana Q_E :n määrä karkeasti ottaen puolittuu auringon säteilyn laskun myötä. Myös havaittavan lämmön vuon Q_H kuvaaja seurailee maahan tulevan lyhytaaltosäteilyn käyttäytymistä. Sen maksimiarvot ($100-150 \text{ Wm}^{-2}$) havaitaan kesäkuukausina, talvella Q_H saa yksittäisiä negatiivisiakin arvoja. Näin ollen suurin osa nettosäteilystä kuluu havaittavan lämmön vuohon, mikä on tyypillistä voimakkaasti rakennetuilla alueilla.

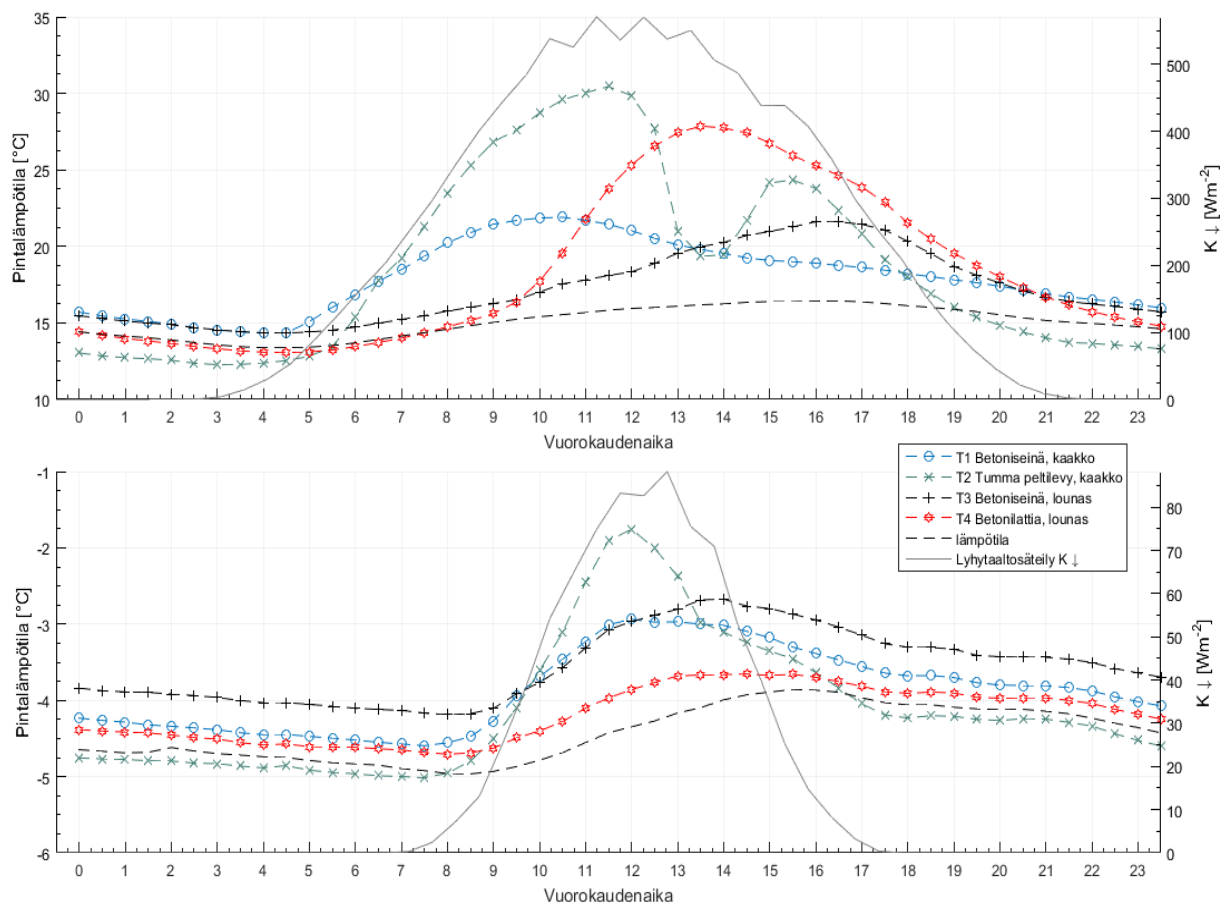


Kuva 4.3: Maahan tuleva ja takaisin ylöspäin heijastuva lyhytaaltosäteily (K_{\uparrow} ja K_{\downarrow}) sekä samat komponentit pitkäaaltosäteilylle (L_{\uparrow} ja L_{\downarrow}) havaintojakson aikana. Tumma viiva kuvaa kolmen päivän liukuvaa keskiarvoa, haaleammat pisteet yksittäisiä 30 minuutin välein tehtyjä mittauksia.



Kuva 4.4: Pinnan albedo, eli pinnalta heijastuvan ja pinnalle saapuvan lyhytaaltosäteilyn suhde. Kuvaaja on piirretty käyttäen 5 vuorokauden liukuvaa keskiarvoa.

Tarkastellaan viimeisenä vielä hotelli Tornin pintalämpötilojen käyttäytymistä havaintojakson aikana. Kuvassa 4.5 on esitetty Tornin vuoden 2012 pintalämpötilamittausten sekä alaspäin suuntautuvan lyhytaaltosäteilyn joulukuun, tammikuun ja helmikuun sekä kesäkuun, heinäkuun ja elokuun vuorokausikeskiarvot.



Kuva 4.5: Hotelli Tornin pintalämpötilamittausten sekä lyhytaaltosäteilyn a) vuoden 2012 kesäkuun, heinäkuun ja elokuun sekä b) talven 2012-2013 joulukuun, tammikuun ja helmikuun vuorokausikeskiarvot. T1 ja T2 ovat kaakkoisseinällä, T3 ja T4 lounaisseinällä. Lämpötilamittaukset on tehty 30 minuutin välein.

Kuvaajista on selvästi nähtävissä miten kaakkoisseinän materiaalit lämpenevät nopeammin aamulla auringonsäteilyn osuessa niihin, lounaisseinä saavuttaa sen sijaan maksimilämpötilansa vasta iltapäivällä. Keskiarvokuvastakin on nyt nähtävissä se, että eri materiaalit lämpenevät hyvin eri tavalla. Pintamateriaalien lämpötilat alkavat nousta (minimilämpötilat n. 13-15 °C) aamulla kesällä auringon noustessa kello 4-6 välillä, kesällä T_1 :n maksimilämpötilat (n. 23 °C) saavutetaan keskimäärin aamupäivällä kello 10 ja 11 välillä, peltilevyllä päivän suurimmat lämpötilat mitataan (n. 30 °C) keskipäivällä. Rakennuksen koillispuolen pinnat saavuttavat maksimilämpötilansa vasta kello 13 ja 14 välissä (T_4 n. 28 °C), T_3 jatkaa lämpenemistään (n. 23 °C) aina kello 16 ja 17 välille saakka. Kesällä etenkin peltilevyn lämpötilakuvaajassa on havaittavissa myös kaksi selvää maksimia, sillä pinnalle osuu tornin rakenteesta johtuva varjo puolen päivän jälkeen.

Talvella on heikomman lyhytaaltosäteilyn vuoksi lämpötilojen suhteellinen vaihtelu pienempää. Lämpötilat alkavat kohota aamulla auringon noustessa (minimilämpötilat n. -5,5 °C) kello 8 jälkeen ja kohoavat aina alkuiltapäivään (kello 12-14) saakka. Peltilevy lämpenee jälleen nopeiten (-4 °C kello 12) ja muutkin pinnat saavuttavat maksimilämpötilansa (n. -5 °C) kello 12 ja 14 välillä. Lämpötilojen suhteellinen vaihtelu on nyt kuitenkin vain yhden celsiusasteen luokkaa, kun se kesällä on jopa 20 °C.

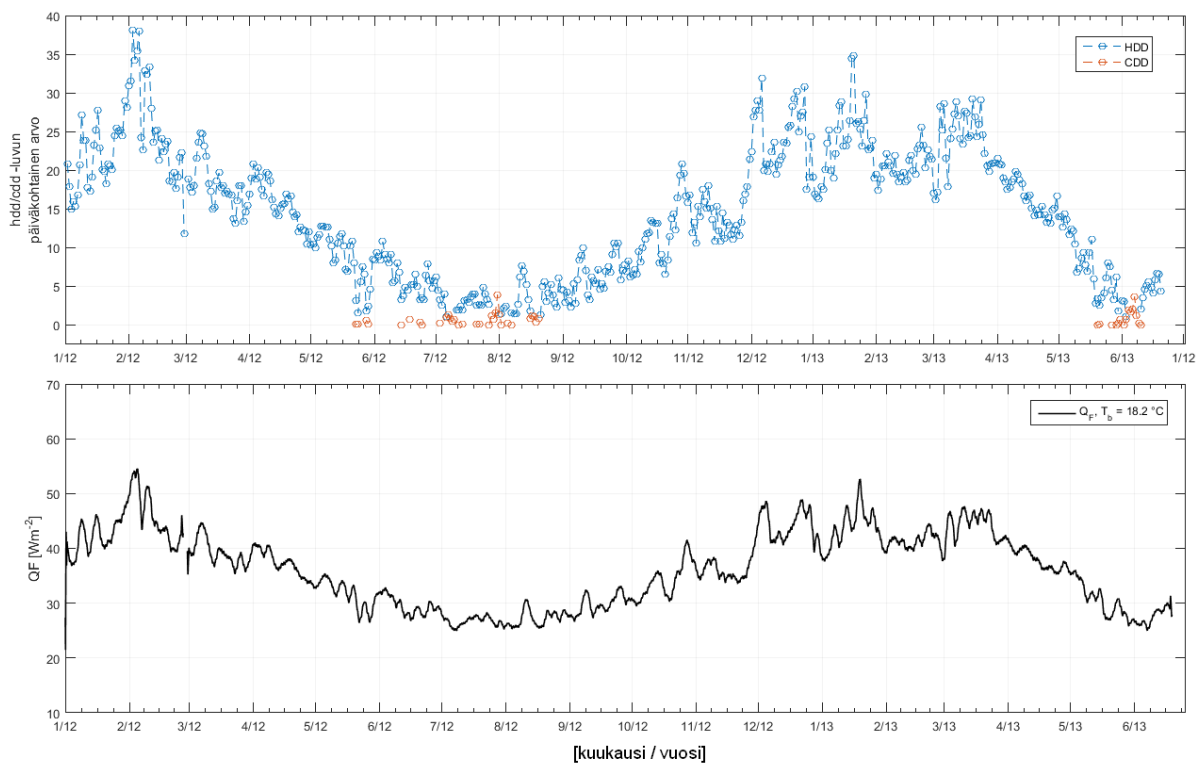
Sekä kesä- että talvikuukausien lämpötilakuvaajasta voidaan nähdä selvästi myös se, että kaikki pinnat emittoivat lämpösäteilyä ympäristöönsä aina auringonnousuun saakka, eli nekin lämmittävät osaltaan ympäristöään. Tumma peltilevy lämpenee nopeasti päivällä, ja se on myös tehokkain emittoimaan yöaikaan lämpösäteilyä ympäristöönsä. Betonin kohdalla lämmön varastoituminen ei ole yhtä voimakasta, joten myös yöllinen ulossäteily on heikompaa. Näiden havaintojen perusteella voidaan olettaa, että varastotermin mallintaminen pintalämpötilojen avulla voi olla mahdollista.

4.2. Ihmisperäinen lämmönvuon

Q_F :n mallintamiseen käytettiin kahta kappaleessa 3.2 esiteltyä lähestymistapaa; suoraviivaisempi HDD/CDD-malli käyttää ulko- ja sisälämpötilan avulla laskettavia viilennys- ja lämmitystarvelukuja (Järvi ym. 2011) Q_F :n arvioimiseen, hieman monimutkaisempi LUCY-malli (mm. Allen ym. 2010) jakaa Q_F :n tuoton kolmeen eri osaan (Q_V , Q_M ja Q_E) ja arvioi näiden avulla kokonaisvuon suuruutta. Alla käydään läpi näiden kahden mallin antamia ihmisperäisen lämmönvuon arvoja.

4.2.1. HDD/CDD-malli

Tarkastellaan ensimmäisenä HDD/CDD-mallin tuloksia. Kuvassa 4.6 on esitetty lämmitys- ja viilennystarvelukujen arvot (yhtälöt 14 ja 15) sekä mallin (yhtälö 16) avulla lasketun Q_F :n tulokset havaintojakson aikana käyttäen Sailorin ja Vassiredyn artikkelissa määritettyä sisälämpötilan arvoa $T_b = 18,2$ °C. Yhtälössä 16 on käytetty nyt Vancouverin havaintoaineiston avulla määritettyjen vakioiden a_0 , a_1 ja a_2 :n arvoja. Suomen leveysasteilla lämmitystarve on jäähdytystä huomattavasti suurempi ja HDD saa arvoja keskikesälläkin käytettäessä Pohjois-Amerikassa saatua sisälämpötilan arvoa, CDD-päiviksi voidaan sen sijaan laskea vain joitain yksittäisiä päiviä vuoden lämpimimpinä kuukausina. Q_F :n arvot ovat pienimmillään kesäkuukausien aikana (n. 25-30 W m⁻²), suurimmat arvot (n. 45-50 W m⁻²) saavutetaan taas keskitalvella, jolloin sähkönkulutuskin on suurimmillaan (Energiateollisuus ry, sähkön kuukausikulutus). Q_F :n arvo siis lähes kaksinkertaistuu siirryttäessä kesästä talveen rakennusten lämmitystarpeen kasvaessa.



Kuva 4.6: Lämmitys- (HDD) ja viilennystarvelukujen (CDD) päivittäiset arvot, sekä HDD/CDD-mallin avulla laskettu ihmisperäisen lämmön vuo Q_F .

Eräs menetelmän mahdollisista ongelmakohtista on se, että lämmitystarpeen oletetaan olevan aina suoraan verrannollinen sisä- ja ulkolämpötilan erotukseen. Todellisuudessa rakennusten lämmitystarvetta pienentävät kuitenkin rakennusten omat sisäiset lämmönlähteet kuten valaistus, ihmiset ja erilaiset sähkölaitteet. Myös auringonsäteily on erityisesti syksyllä ja keväällä monissa kiinteistöissä merkittävä ulkoinen lämmön lähde. Tästä syystä lämmitystarvelukuja laskettaessa ei

tyypillisesti (esim. Ilmatieteen laitos, lämmitystarveluvut) oteta huomioon päiviä, joiden keskilämpötila on keväällä yli +10 ja syksyllä +12 °C. Myös lämpimien kuukausien ilmaston vaikutus saattaa olla liian suuri.

Toinen mallin ongelmakohdista on se, että yhtälössä 16 käytettävät vakiot on määritetty Vancouverissa mitatun havaintoaineiston pohjalta, eikä niiden toimivuutta Helsingin olosuhteissa ole tutkittu aiemmin. Erityisesti muutokset vakioiden a_1 ja a_2 arvoissa voivat muuttaa tuloksia suuresti, sillä ne painottavat lämmitys- ja viilennystarvelukujen kertoimia.

On myös vaikea arvioida, kuinka suuressa osassa Helsingin kantakaupungin kiinteistöistä on käytössä aktiivinen kompressorilla toimiva ilmastointi, sillä tilastoa asennettujen passiivisten (esim. ilmanlämpöpumppu tai painovoiman avulla toimivat) ja aktiivisten ilmastointiratkaisujen suhteesta tai niiden sähkökulutuksen eroista ei ole saatavilla. Ilmastoinnin tuloksiin aiheuttamat virheet ovat kuitenkin luultavasti varsin pieniä.

4.2.2. LUCY-malli

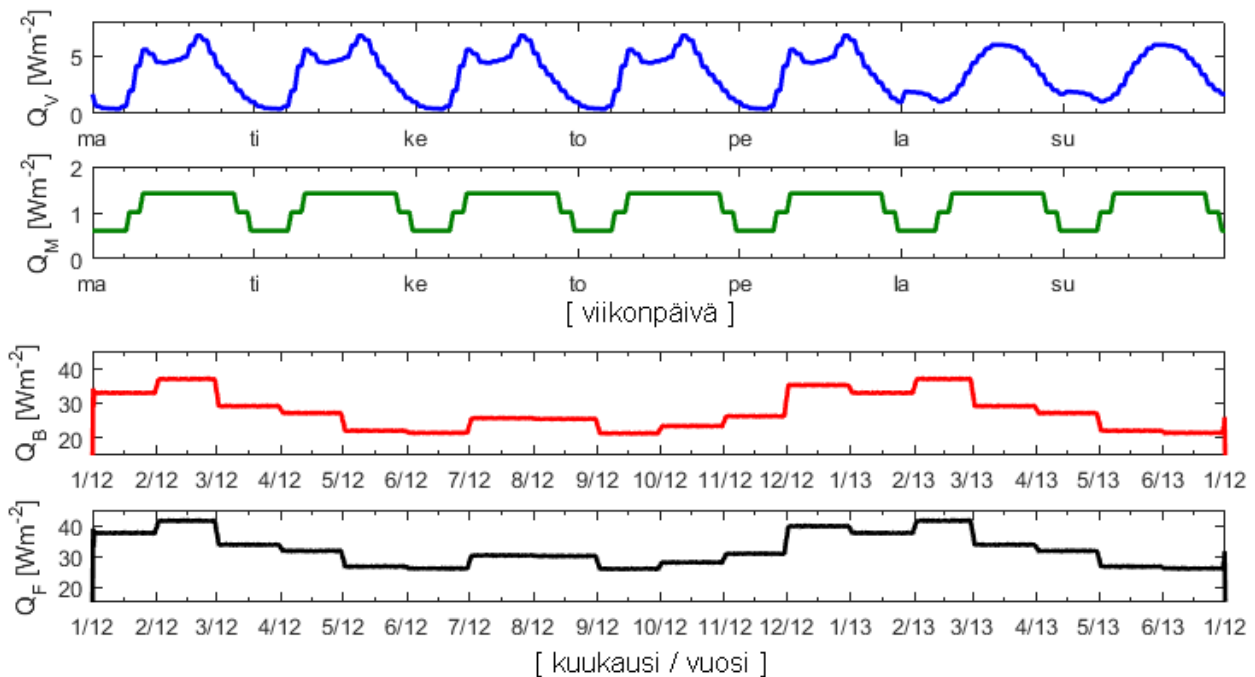
Tarkastellaan seuraavaksi LUCY-mallin tuloksia. Kuvassa 4.7 on esitetty Q_F :n liikenteen, ihmisten aineenvaihdunnan sekä rakennusten hukkalämmön synnyttämät ihmisperäisen lämmön vuon komponentit Q_M , Q_V sekä Q_B (yhtälöt 18, 19 ja 20). Nicol ja Humphreys (2002) toteavat artikkelissaan, että sisätilojen 18 °C:n keskimääräinen lämpömukavuustaso saavutetaan painovoiman avulla toimivassa ilmanvaihtojärjestelmällä varustetuissa taloissa ulkolämpötilan ollessa 12 °C, joten Allen ym. (2009) käyttävät LUCY-mallille tätä lämpötilan kynnysarvoa $T_F = 12,0$ °C.

Liikenteen johdosta syntyvällä vuolla Q_V ei ole laskentatavasta johtuen (yhtälö 19) vuodenaikaisvaihtelua, mutta koska liikenteen kokonaismäärä on arkipäivinä viikonloppuja suurempi, on malliinkin sisällytetty erilaiset liikennemääräprofiilit (kuva 3.2) viikonlopuille ja arkipäiville. Q_V on saavuttaa suurimmat arvonsa ruuhka-aikoina (6-7 W m⁻²) ja pienimmät arvonsa aamuyöllä (n. 0,5 W m⁻²) jolloin liikenteen määräkin on pienimmillään. Todellisuudessa liikenteen määrissä voi olla myös pientä vuodenaikaisvaihtelua, sillä etenkin kesällä lomakausien aikana liikenteen määrä saattaa pienentyä hieman.

Pienin kolmesta termistä on ihmisten aineenvaihdunnan synnyttämä lämmön vuo Q_M . Se saavuttaa maksimiarvonsa päivällä jolloin ihmisetkin ovat pääosin aktiivisimmillaan, minimiarvot havaitaan yöaikaan. Q_M :n suuruudessa on todellisuudessa pientä vuodenaikaisvaihtelua, sillä kesällä Helsingin keskustassa voidaan olettaa liikkuvan enemmän ihmisiä (mm. lisääntyvä turismi) kuin

sydäntalvella. Ihmisten liikkuminen on myös viikonloppuna hyvin erilaista arkipäiviin verrattuna, joten ihmisten määrässä tarkastelualueella voi olla myös pientä vaihelua viikonloppujen ja arkipäivien välillä. Näiden aiheuttaman virheen suuruusluokka on kuitenkin todennäköisesti varsin pientä sillä Q_M käsittää vain n. 2-3 % kokonaisvuontiheydestä, eikä malli ota niitä siksi huomioon. Tämä on kuitenkin konservatiivinen arvio. Todellisuudessa CO₂-päästöjen on kuitenkin todettu nousevan Helsingin keskustassa kesäöisin osittain juuri ihmisten läsnäolon vaikutuksesta (Kurppa ym. 2015).

Pääosin rakennusten lämmityksen muodostamasta hukkalämmöstä syntyvällä Q_B :llä esiintyy sen sijaan HDD/CDD-mallin tapaan voimakasta vuodenaikaisvaihtelua, sillä myös energiankulutus on kylminä kuukausina huomattavasti kesäkuukausia suurempaa. Suurimmat arvonsa (35-40 W m⁻²) Q_B saa tammi- ja helmikuussa, jolloin myös keskilämpötila on havaintojakson aikana pienimmillään. Pienimmillään (21-22 W m⁻²) Q_B on keväällä, alkukesällä ja syksyllä, heinä- ja elokuussa on nähtävissä sen sijaan ilmastoinnin takia kohonneen energiankulutuksen synnyttämiä suurempia arvoja. Nyt huomataan myös selvästi, että on komponenteista selvästi suurin.



Kuva 4.7: Q_V , Q_M piirrettyinä 30 minuutin aika-askeleella, Q_B vuorokauden juoksevalla keskiarvolla.

Tuloksiin saattaa kuitenkin vaikuttaa suuresti se, että arvioitu 18 °C:n sisälämpötila, jonka perusteella kynnyslämpötilan arvo $T_F = 12,0$ °C valittiin, on Suomessa tyypillisesti hieman liian matala (Asumisterveysohje 2003) ja näin myös Q_F :n arvot ovat mahdollisesti hieman liian pieniä. Tästä syystä Q_F :n käyttäytymistä on syytä tarkastella myös korkeammalla kynnyslämpötilan arvolla.

4.2.3. Mallien sensitiivisyystarkastelu

Tarkastellaan seuraavaksi HDD/CDD- ja LUCY-mallin tuloksia käytettäessä eri sisälämpötilan T_b ja kynnyslämpötilan T_F arvoja. Näin saadaan kokeiltua mallien tulosten herkkyyttä ja toimintavarmuutta erilaisissa ympäristöissä.

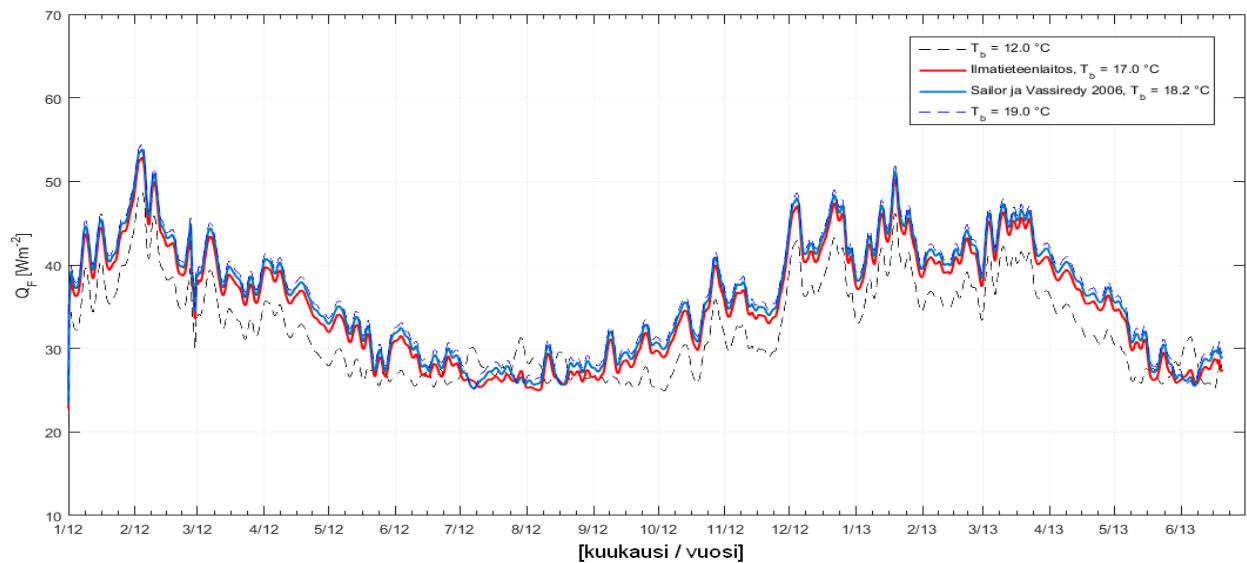
Tutkitaan ensin HDD/CDD-mallin tuloksia kasvattamalla kynnyslämpötilan arvoa siten, että $T_b = 19,2$ °C. Koska Suomen ilmastossa talvikuukausien lämmitys on merkittävin Q_F :n arvoon vaikuttava tekijä, ei T_b :n arvon kohottaminen Sailorin ja Vassiredyn käyttämästä arvosta ($T_b = 18,2$ °C) todennäköisesti enää juurikaan kasvata Q_F :n arvoa. Pienemmillä arvoilla lisääntynyt ilmastointi voi sen sijaan kesällä kasvattaa viilennystarvelukua ja sitä kautta myös Q_F :n kokonaisarvoa. Tästä syystä on mielekäästä tutkia mallin tuloksia myös pienemmillä arvoilla. Tutkitaan mallin HDD-mallin tuloksia lisäksi siis pienemmillä arvoilla $T_b = 17,0$ jota Ilmatieteen laitos käyttää lämmitys- ja viilennystarvelukujen laskemiseen, sekä mallien tulosten yhtenäistämiseksi vielä varsin pienellä arvolla $T_b = 12,0$ °C, jota Allen ym. (2009) käyttävät kynnysparametrin T_F arvona.

Kuvasta 4.8 huomataan, että 1,2 °C:n muutos alaspäin T_b :n arvossa aiheuttaa vain hyvin pieniä (pääosin 1-2 Wm⁻²) muutoksia vuotermin arvossa. Toisaalta suurikaan muutos ei synnytä valtavia eroja Q_F :n käyttäytymisessä, sillä malliajoissa joissa $T_b = 12,0$ °C ja $T_b = 19,0$ °C on Q_F viileämmällä parametrin arvolla pääosin vain noin 4-5 Wm⁻² verrokkiaan kylmempi. Keskikesällä heinäkuussa nähdään kuitenkin selvä poikkeus, sillä viileämmällä malliajolla on nähtävissä ilmastoinnin Q_F :n arvoja kasvattava vaikutus. Viileimmän ajon vuoden 2012 vuosikeskiarvo on 32 W m⁻², Ilmatieteen laitoksen käyttämällä arvolla $T_b = 17,0$ °C laskettaessa 34 W m⁻², Sailorin ja Vassiredyn arvolla 35 W m⁻² ja lämpimimmän ajon keskiarvo on 36 W m⁻², eli lämpimimmän ja kylmimmän ajon keskiarvon erotus on vain noin 4 W m⁻². Malli on siis suhteellisen epäherkkä käytettäessä erilaisia realistisia arvioita T_b :n arvoille, mikä helpottaa sen käyttöä ja toisaalta tukee ajatusta sen toimivuudesta.

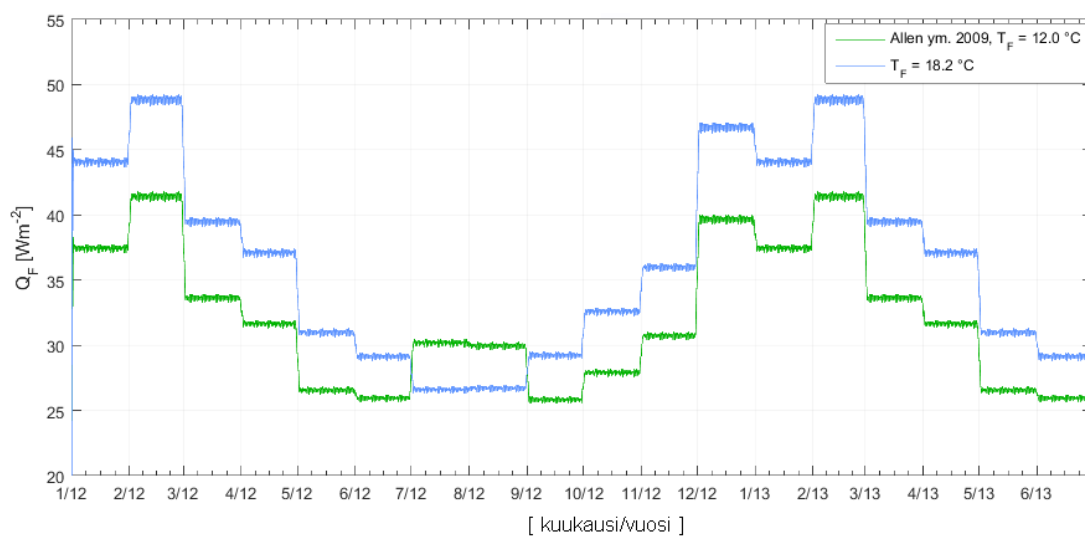
Vertaillaan seuraavaksi kuvan 4.9 avulla minkälaisia arvoja Q_F saa käytettäessä lämpötilan kynnysarvoa $T_F = 12,0$ °C ja Sailorin ja Vassiredyn HDD/CDD-mallissa käyttämällä arvoa $T_F = 18,2$ °C. Vaikka nyt todellisuudessa verrataankin ulkolämpötilan kynnysarvoa sisälämpötilan arvoon, pystytään tuloksista kuitenkin arvioimaan Q_F :n muutoksen suuruusluokkaa.

Vertaamalla tuloksia kuvia 4.9 ja 4.7 huomataan selvästi, että Q_B :n muoto määrää suurimpana tekijänä hyvin pitkälti myös Q_F :n käyttäytymistä. Suurimmat Q_F :n arvot (40-50 W m⁻²) havaitaan tammi-helmikuussa, pienimpien arvojen kohdalla on sen sijaan hieman enemmän hajontaa.

Matalampaa lämpötilan kynnysarvoa käytettäessä Q_F :n pienimmät arvot havaitaan touko-, kesä- ja syyskuussa, heinä- ja elokuussa malli laskee mukaan myös ilmaston energiankulutukseen synnyttämän kasvun. Kun T_F :n arvoa kasvatetaan keskikesän suuremmat arvot katoavat, mutta Q_F :n minimiarvot ovat kuitenkin lähes saman suuruiset (n. 25 Wm^{-2}) molemmilla T_F :n kynnysarvoilla. Allenin ym. käyttämällä T_F :n arvolla malli saa kesäkuukausia lukuunottamatta noin $4\text{--}7 \text{ Wm}^{-2}$ pienempiä arvoja kuin korkeamman kynnysarvon malliajo, heinä-elokuussa se saa sen sijaan noin 5 Wm^{-2} suurempia arvoja kuin korkeamman kynnysarvon malliajo. Lämpimämmän ajon vuoden 2012 keskiarvo on $35,6 \text{ W m}^{-2}$, kylmemmällä ajolla vuosikeskiarvo on $31,8 \text{ W m}^{-2}$ ja niiden erotus on $3,8 \text{ Wm}^{-2}$.

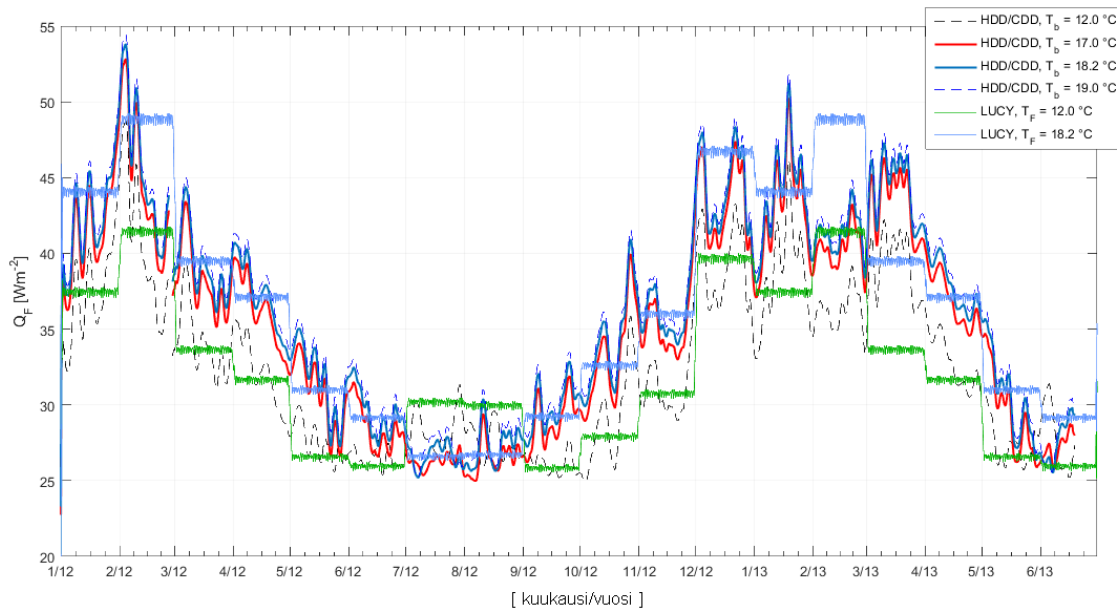


Kuva 4.8: HDD/CDD-menetelmällä ja neljällä eri kynnyslämpötilan arvolla laskettu Q_F . (Ilmatieteen laitost, kuukausitilastot, Sailor ja Vassireddy 2006)



Kuva 4.9: LUCY-mallilla laskettu Q_F . Kuvaajat on piirretty käyttäen vuorokauden liukuvaa keskiarvoa.

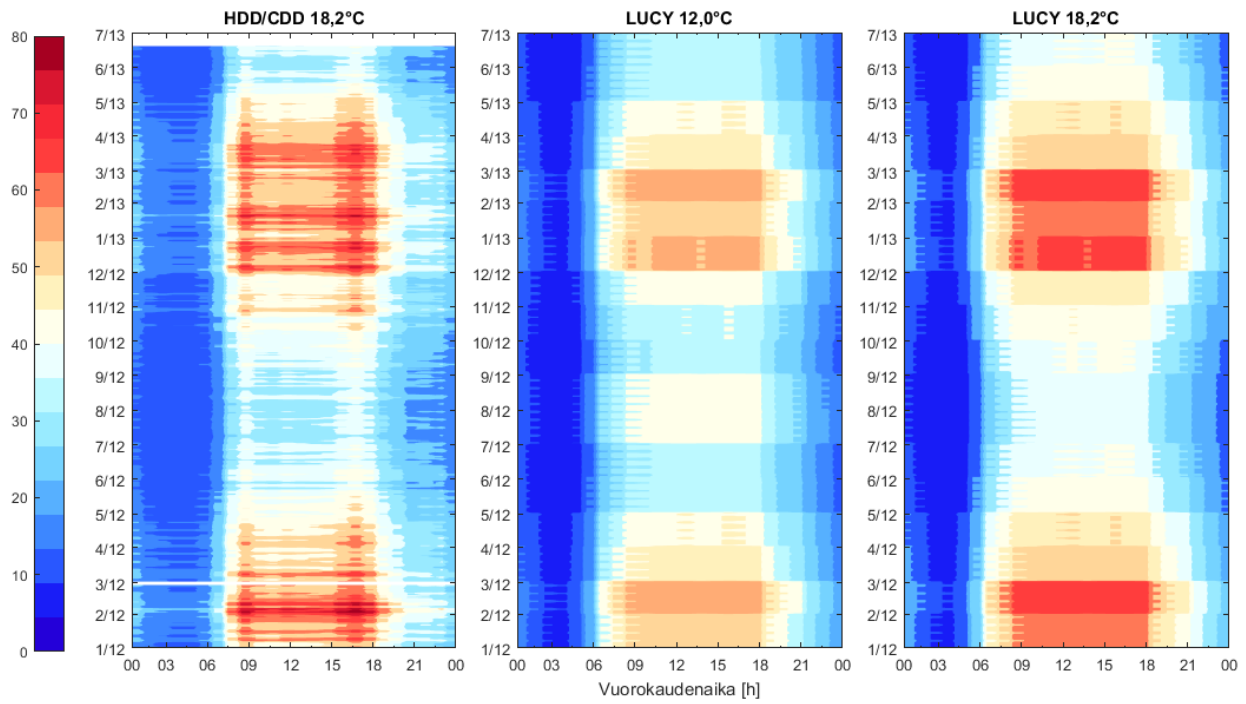
Tarkastellaan vielä viimeiseksi miten eri Q_F :n mallinnustavat käyttäytyvät suhteessa toisiinsa. Kuvassa 4.10 on esitetty erojen havainnollistamiseksi HDD/CDD-mallin sekä LUCY-mallin avulla lasketut Q_F :n arvot samassa kuvaajassa. Kuvasta nähdään selvästi, että Q_F käyttäytyy molemmilla malleilla varsin samankaltaisesti koko havaintojakson ajan. LUCY-mallin 18,2 °C ja 12 °C ajojen keskiarvojen erotus on 3,8 Wm⁻², joka on melko lähellä HDD/CDD-mallin (3,6 Wm⁻²) tuloksia. Kuukausikohtaiset erot ovat paikoin suurempia, mutta voimakkaammin lämpenevät kesät tasoittavat keskiarvojen erotusta.



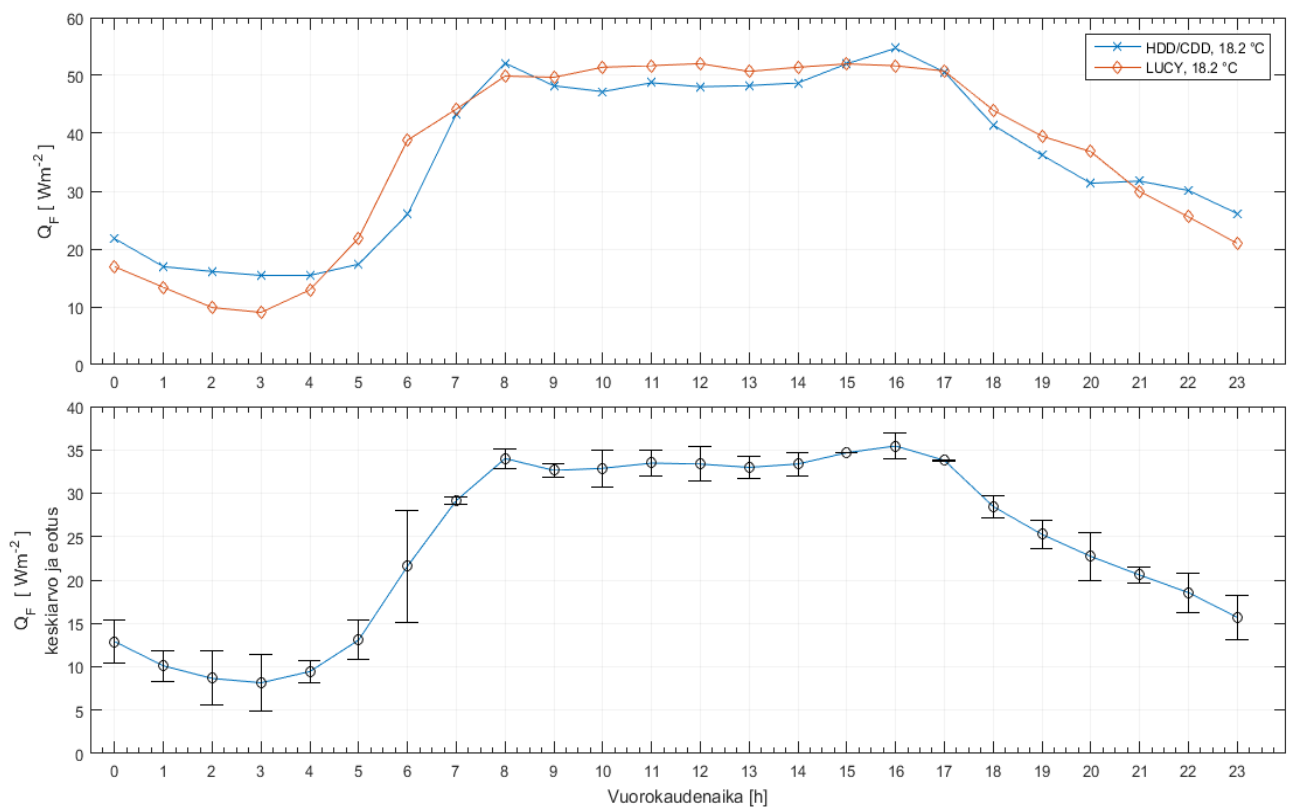
Kuva 4.10: LUCY-mallin sekä lämmitys- ja viilennystarvelukujen avulla laskettu Q_F . Kuvaajat on piirretty käyttäen vuorokauden liukuvaa keskiarvoa.

Vuorokausijakaumaa (kuvat 4.11 ja 4.12) tarkasteltaessa huomataan, että mallit käyttäytyvät myös pienemmässä aikaskaalassa varsin samankaltaisesti. Q_F :n maksimiarvot saavutetaan päivällä, pienimmät arvot sen sijaan aamuyöllä. HDD/CDD-mallin tuloksissa nähdään huippuarvot aamu- ja iltapäiväruuhkien aikaan, jolloin myös keskusta-alueen sähkönkulutuksen voidaan olettaa olevan huipussaan. Myös LUCY-mallilla on havaittavissa samankaltaista käyttäytymistä, joskin maksimiarvot levittäytyvät tasaisemmin kello 8-18 välille. Suurimmat erot mallien välillä havaitaan aamulla ja aamuyöllä, jolloin Q_F :n muutosnopeuskin on suurimmillaan. Yhtenäisimmät tulokset havaitaan sen sijaan päivällä, jolloin molemmat mallit tuottavat lähes samoja tuloksia.

Pienet muutokset eivät sisä- ja kynnyslämpötilan arvossa aiheuttaneet juuri muutoksia mallien tuloksiin, mutta toisaalta 12,0 °C:n malliajot näyttävät tuottavan pääosin liian pieniä Q_F :n arvoja Suomen leveysasteilla. Herkkyystarkastelun perusteella voidaan jatkossa käyttää molemmille malleille samaa kynnysarvoa, eli $T_b = 18,2$ °C ja $T_F \propto 18,2$ °C.



Kuva 4.11: Q_F :n vuorokausi- ja vuodenaikaissykli HDD/CDD- ja LUCY-mallin eri lämpötilan kynnysarvojen avulla esitettyinä.



Kuva 4.12: Q_F vuorokaudenajan funktiona. Alemmassa kuvassa sininen viiva kuvaa mallien keskiarvoa, virhepalkit niiden minimi- ja maksimiarvojen erotusta.

4.3. Lämmön varastotermi

Myös lämmön varastotermiä ΔQ_s on mallinnettu kolmella erilaisella metodilla. Residuaalimenetelmän kohdalla ΔQ_s lasketaan suoraan energiataseyhtälöstä olettamalla Q_F merkityksettömän pieneksi. Toinen menetelmä on mm. Grimmondin ja Oken (1998) käyttämä hystereesimalli (yhtälö 21), jossa ΔQ_s :n käyttäytymistä mallintamaan nettosäteilyn avulla. Kolmas menetelmä pyrkii selvittämään, voidaanko rakennuksen pintalämpötiloja käyttää arvioitaessa ΔQ_s :n muutosta (yhtälö 24).

Q_F :n mallintamisen myötä voidaan ΔQ_s :n käyttäytymistä tarkastella myös laskemalla sen arvot jäännösterminä havaintojakson aikana siten, että

$$\Delta Q_s = Q^* - Q_H - Q_E + Q_{F,i} \quad , \quad (29)$$

missä on $Q_{F,i}$ on HDD/CDD- ja LUCY-mallilla mallinnettu Q_F . Kuvassa 4.14 on esitetty eri menetelmien avulla määritetyt ΔQ_s :n kuvaajat. Hystereesimalli, Torni ja residuaalimenetelmä kuvaavat suoraan mallinnettuja ja laskettuja ΔQ_s :n arvoja, HDD/CDD ja LUCY kuvaavat HDD/CDD- sekä LUCY-mallien tuloksien avulla yhtälön 29 pohjalta määritettyjä ΔQ_s :n arvoja.

4.3.1. Residuaalimenetelmä

Usein kirjallisuudessa ΔQ_s :n käyttäytymistä (esim. Shaffer ym. 2015) tarkastellaan ns. residuaalimenetelmän avulla. Tällöin Q_F oletetaan merkityksettömän pieneksi ja ΔQ_s :n lasketaan jäännösterminä suoraan energiataseyhtälöstä.

Tutkittaessa kuvan 4.14 residuaalimenetelmän avulla laskettuja ΔQ_s :n arvoja voidaan nähdä, että kesäkuukausien aikana ΔQ_s vaihtelee pääosin välillä 0 – 100 W m⁻², talvella se saa arvoja pääosin väliltä -50 – -100 W m⁻² ja talven ja kevään aikana residuaalimenetelmällä lasketut ΔQ_s :n arvot vaihtelevat pääosin välillä 0 – -50 W m⁻². Kesäkuukausien aikana residuaalimenetelmällä lasketuissa ΔQ_s :n arvoissa näyttää siis olevan selvästi enemmän hajontaa, ja myös yksittäiset piikit ovat kesällä suurempia.

Verrattaessa residuaalimenetelmällä laskettua ΔQ_s :n kuvaajaa huomataan, että se on hyvin saman muotoinen muiden mallien avulla piirrettyjen käyrien kanssa – merkityksettömän pieneksi oletetun

Q_F :n vaikutus on kuitenkin nähtävissä selvästi erityisesti talvikuukausien aikana. Nyt ΔQ_S :n itseisarvo yleisesti noin 50 Wm^{-2} suurempi kuin hystereesimallin sekä HDD/CDD- ja LUCY-mallin avulla saadut tulokset, mikä vastaa hyvin kappaleessa 4.2 esitettyjä Q_F :n mallinnuksista saatuja tuloksia. Kesäkuukausien aikana menetelmien välinen ero tasoittuu hieman, mutta se on kuitenkin yhä selvästi (n. $20\text{--}30 \text{ Wm}^{-2}$) havaittavissa. Puutteellisuudestaan huolimatta residuaalimenetelmän tulokset tarjoavat hyvän vertailukohdan muiden mallinnusmenetelmien tulosten tarkasteluun.

4.3.2. Hystereesimalli

Tarkastellaan seuraavaksi hystereesimallin (yhtälö 21) tuloksia. Kuvan 4.14 punainen viiva kuvaa ΔQ_S :n tuloksia käyttäen hystereesimallia Helsingissä mitatun Q^* :n arvojen sekä Grimmondin ja Oken havaintoaineiston pohjalta määritettyjen vakioiden $a_0 = 0.568$, $a_1 = 0.217 \text{ s}$ ja $a_2 = -29.2 \text{ Wm}^{-2}$ avulla. Artikkelista on mielekästä käyttää lähinnä Vancouverin mittaustulosten (VI92) pohjalta määritettyjä arvoja, sillä se on ilmastonsa kannalta lähimpänä Helsingin olosuhteita. Malli tuottaa etenkin kevät-, kesä- ja syyskuukausien aikana jälleen hyvin hajanaisia tuloksia, sillä se pohjautuu lyhyt- ja pitkäaaltosäteilyn mittauksiin (kuva 4.3). Tästä syystä koko aikasarjaa ei ole kovin mielekästä tarkastella ilman keskiarvoistamista. Kuvan 4.14 liukuvaa keskiarvoa tutkittaessa huomataan kuitenkin, että talvella ΔQ_S :n arvo on selvästi negatiivinen (n. -30 Wm^{-2}), eli keskimäärin energiaa vapautuu rakenteista ympäristöön. Kesän 2012 kohdalla hystereesimalli tuottaa hieman korkeampi ΔQ_S :n arvoja kuin muilla menetelmillä lasketut ΔQ_S :n tulokset, mutta kesän 2013 kohdalla eroa ei kuitenkaan ole enää juurikaan havaittavissa. Alaspäin suuntautuvan lyhytaaltosäteilyn määrä on talvella varsin pientä, joten ΔQ_S :n määräytyy lähinnä vakion a_2 arvon perusteella. Toisaalta vakiot a_1 , a_2 ja a_3 on Grimmondin ja Oken artikkelissa määritetty kesäkuukausien mittausaineiston pohjalta, joten tämäkin voi osaltaan heikentää mallin tuloksia. Maaliskuun ja lokakuun välisenä aikana ΔQ_S saa sen sijaan positiivisia arvoja siten, että suurimmat arvot saavutetaan keskikesällä (n. 75 Wm^{-2}) eli lämpöenergiaa keskimäärin sitoutuu ympäristöstä rakenteisiin. Hystereesimallin vuoden 2012 keskiarvo on 21.5 Wm^{-2} , eli keskimäärin rakenteet näyttäisivät sitovan energiaa ympäristöstänsä.

Verrattaessa hystereesimallin avulla saatuja tuloksia muilla menetelmillä saatuihin ΔQ_S :n arvoihin huomataan, että kesäkuukausina hystereesimalli tuottaa noin 25 Wm^{-2} suurempia arvoja kuin HDD/CDD- ja LUCY-mallien avulla ja n. 50 Wm^{-2} suurempia arvoja kuin residuaalimenetelmällä lasketut ΔQ_S :n arvot. Talvella hystereesimalli saa myös varsin samansuuntaisia tuloksia kuin HDD-

ja CDD-mallien avulla lasketut ΔQ_s :n arvot. Verrattaessa tuloksia muihin menetelmiin näyttää siis siltä, että hystereesimalli tuottaa myös Vancouring vakiolla jo melko käyttökelpoisia tuloksia.

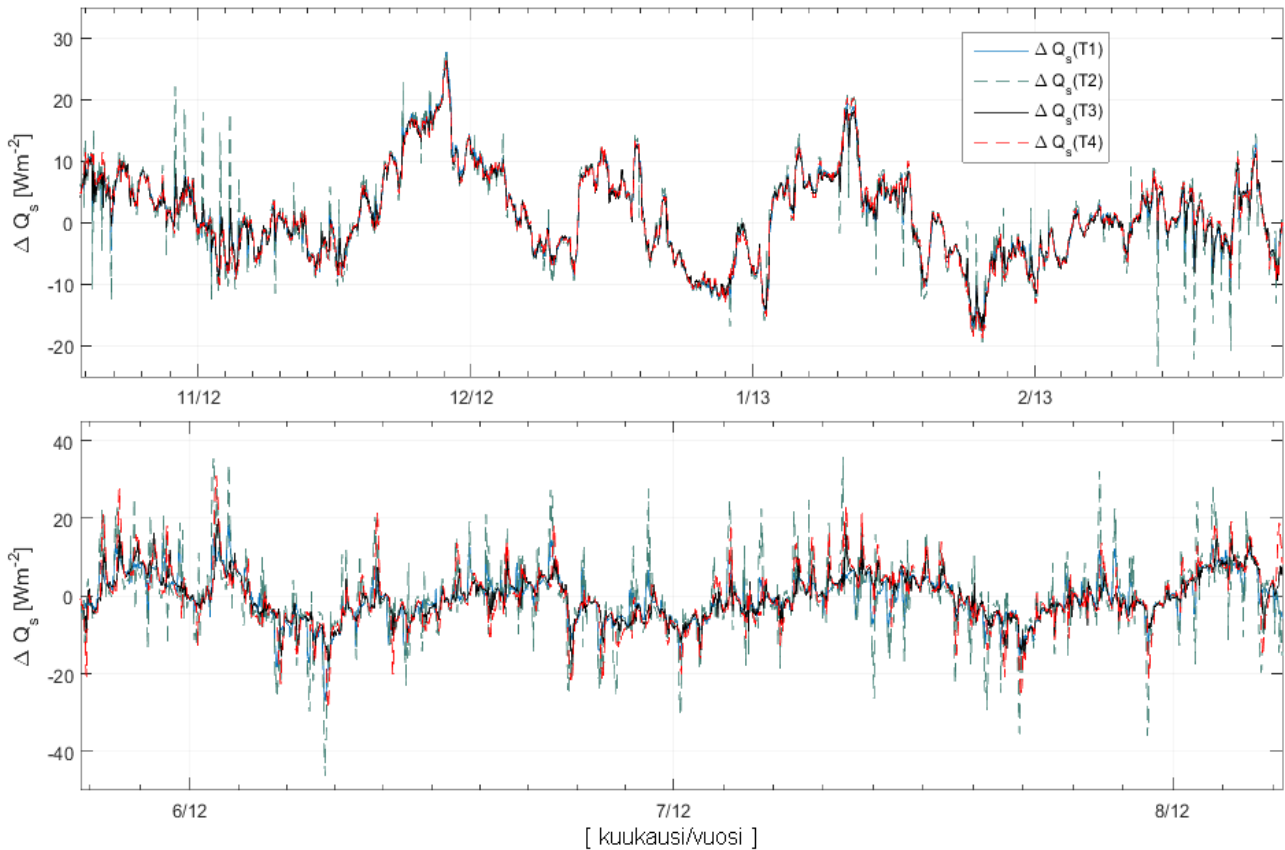
4.3.3. Hotelli Tornin pintalämpötilat

Toinen tapa mallintaa ΔQ_s :n käyttäytymistä on tarkastella, voidaanko rakennuksen pintalämpötilojen muutoksen avulla arvioida rakenteen lämpökapasiteetin muutosta (yhtälö 23). Kuvassa 4.10 on esitetty seinämateriaalin arvioidun lämpötilamuutoksen avulla lasketun ΔQ_s :n arvoja kesä- ja talvikuukausien aikana. Mallissa käytetyt vakiot on esitelty taulukossa 5.

Pintalämpötilojen avulla lasketuissa ΔQ_s :n arvoissa on kuvien 4.13 ja 4.14 perusteella nähtävissä vuodenaikaisvaihtelua vain vaihtelun suuruusluokassa. Kuvasta 4.13 nähdään, että auringossa nopeasti lämpenevät pinnat synnyttävät etenkin kesäkuukausien aikana hyvin suuria ja nopeita vaihteluja ΔQ_s :n suuruusluokassa, talvella vaihtelu on heikomman lyhytaaltosäteilyn vaikutuksen johdosta sen sijaan selvästi pienempää. Juurikin tästä syystä onkin mielekkäämpää tutkia keskiarvoistettua aikasarjaa, jota tarkasteltaessa huomataan, että nyt vuodenaikaisvaihtelua ei juurikaan ole havaittavissa. Keskiarvoistetun ΔQ_s :n arvot vaihtelevat pääosin välillä $-20 - 20 \text{ Wm}^{-2}$. Keskitalvella mallin tuottamat tulokset ovat eri pinnoille hyvin samankaltaisia.

Tarkasteltaessa kuvaa 4.14 huomataan, että etenkin keväällä ja kesällä pintalämpötilamenetelmä näyttää ajoittain tuottavan jopa varsin samankaltaisia tuloksia kuin mitä muilla menetelmillä on saatu, mutta malli ei kuitenkaan näytä havaitsevan muiden mallien kaikkein suurimpia ΔQ_s :n arvoja (esim. toukokuu 2012 ja touko-kesäkuu 2013). Talvikuukausien aikana menetelmä ei sen sijaan näytä toimivan juuri ollenkaan, sillä lyhyemmät päivät ja auringon pienempi korkeuskulma ei riitä lämmittämään rakennuksen pintoja riittävästi.

Rakennuksen pintalämpötilojen avulla lasketun ΔQ_s :n suuruusluokkaa tarkasteltaessa on huomioitava, että mallin tulokset ovat hyvin vahvasti sidoksissa käytettyjen muuttujien arvoihin. Esimerkiksi virheet arvioitaessa seinämateriaalin keskitiheyttä ja lämpenevän rakenteen paksuutta vaikuttavat suuresti lämpenevän materiaalin kokonaismassaan ja synnyttävät helposti suuria virheitä myös ΔQ_s :n tuloksissa. ΔQ_s :n muutoksen todenperäisyyttä on näin vaikea arvioida ilman tarkkoja tietoja seinän rakenteesta ja tietoa siitä, miten rakenteet lämpenevät.

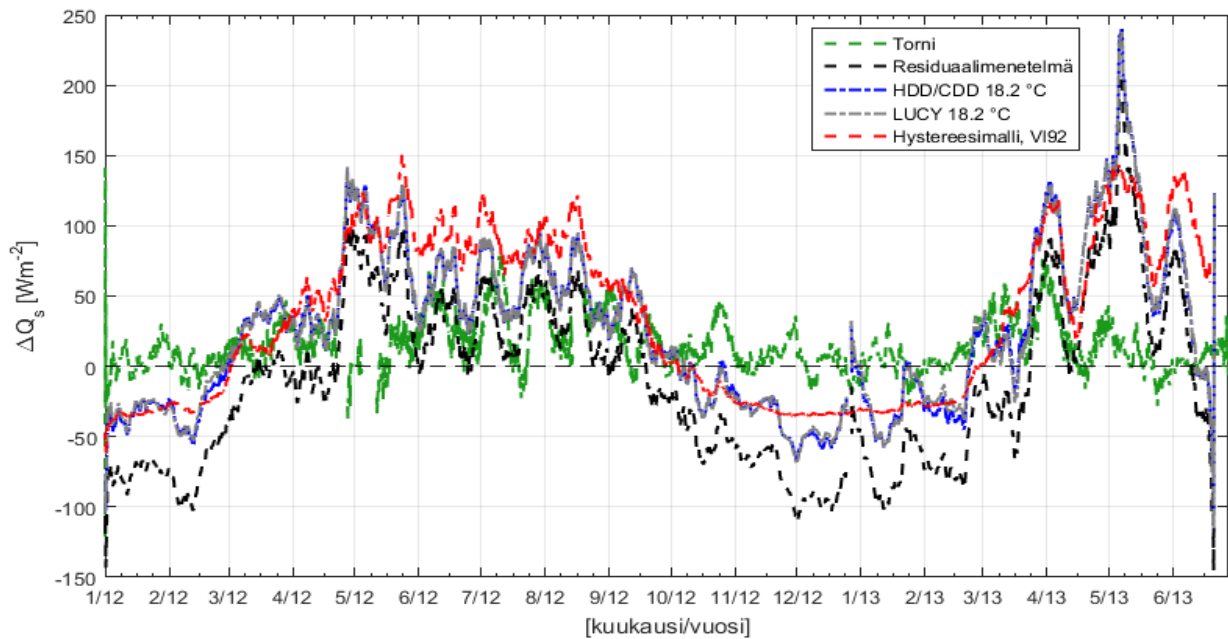


Kuva 4.13: Hotelli Tornin pintalämpötilojen (kuva 4.5) avulla lasketut ΔQ_s :n arvot (yhtälö 24). Ylemmässä kuvassa on näyte talviuukausilta (joulu-, tammi-, helmikuu), alemmassa kuvassa on näyte kesäkuukausien (kesä-heinäkuu) ajalta. Kuvaajat on piirretty käyttäen 7 vuorokauden liukuvaa keskiarvoa.

4.3.4. ΔQ_s :n käyttäytyminen HDD- ja LUCY-mallien avulla

Tarkasteltaessa aiempia Q_F :n tuloksia huomattiin, että HDD/CDD- ja LUCY-malli saivat melko samanlaisia tuloksia ja sama trendi on nähtävissä kuvassa 4.14 siten myös niiden pohjalta yhtälön 29 avulla lasketuissa ΔQ_s :n arvoissa.

Talven kylmimpinä kuukausina HDD/CDD- ja LUCY-mallin avulla lasketut ΔQ_s :n arvot sijoittuvat pääosin välille $-50 - 0 \text{ Wm}^{-2}$ ja kesän lämpimimpinä kuukausina välille $50 - 150 \text{ W m}^{-2}$. ΔQ_s :n kuvaajien muodot ovat hyvin samankaltaisia eri menetelmien välillä, suuremmat erot löytyvät lähinnä arvojen kokoluokasta. Tulosten perusteella näyttää myös siltä, ettei Q_F :n mallinnusmenetelmällä ole ΔQ_s :n arvioimisen kannalta merkitystä.



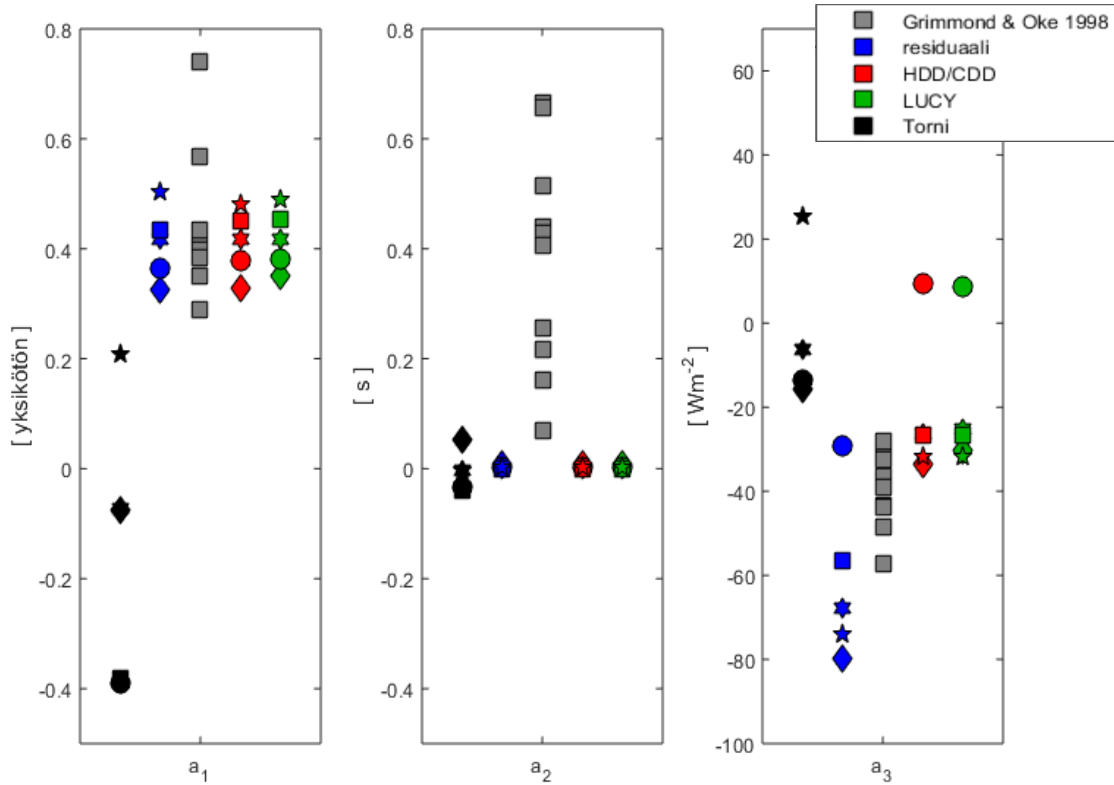
Kuva 4.14: Hotelli Tornin pintalämpötilojen (vihreä viiva), residuaalimenetelmän (musta viiva), sekä hystereesimallin avulla mallinnetut ΔQ_s :n arvot. Residuaalimenetelmä olettaa Q_F :n merkityksettömän pieneksi, LUCY- sekä HDD/CDD-mallien kohdalla kuvaajat esittävät Q_F :n mallinnuksen jälkeen energiataseyhtälöstä jäännösterminä laskettuja ΔQ_s :n arvoja. Kuvaajat on piirretty käyttäen 5 vuorokauden liukuvaa keskiarvoa.

4.3.5. Hystereesimallin vakioiden määrittäminen

Kun ΔQ_s on mallinnettu suoraan tai laskettu Q_F :n mallinnusten ja energiataseyhtälön avulla, voidaan näiden tulosten perusteella suorittaa hystereesimallille uusi vakioiden sovitus. Näin tuloksia pystytään vertaamaan Grimmondin ja Oken (1998) tuloksiin ja toisaalta arvioimaan myös mallinnusten toimivuutta. Kuvassa 4.15 on esitetty eri menetelmillä lasketun ΔQ_s :n arvoille lineaarisen regression avulla määritetty vakioiden sovitus (yhtälö 23). Kuvassa 4.13 on havainnollistettu kuvan avulla yhtälön 17 vakioiden a_1 , a_2 ja a_3 arvot koko aikasarjalle ja termisille vuodenaajoille kun ΔQ_s on laskettu eri menetelmien avulla. Vertailukohtana voidaan käyttää Grimmondin ja Oken tutkimuksen havaintoasemille määritettyjä arvoja.

Muuttuja a_1 kuvaa ΔQ_s :n ja säteilypakotteen riippuvuuden voimakkuutta. Grimmondin ja Oken aineisto, residuaalimenetelmän sekä LUCY- ja HDD/CDD-mallien avulla lasketut ΔQ_s :n sovitukset saavat kaikki muuttujalle a_1 varsin samansuuruisia positiivisia arvoja välillä 0,3 – 0,6, eli varastotermin muutoksen suuruus näyttää olevan sidoksissa Q^* :n suuruuteen. Tornin

pintalämpötilojen avulla lasketun ΔQ_s :n sovituksia on sen sijaan hieman vaikeampi tulkita. Talvikuukausien arvot ovat hieman negatiivisia, tämä on kuitenkin selitettävissä talven heikon säteilypakotteen avulla. Kevät- ja kesäkuukausien arvot ovat kuitenkin negatiivisia (n. -0,4), vaikka lisääntyneen auringonsäteilyn tulisi lämmittää pintoja ja kasvattaa näin myös ΔQ_s :n arvoa.



Kuva 4.15: Hystereesimallin vakioiden sovitus residuaalimenetelmälle, HDD/CDD-menetelmälle, LUCY-mallille sekä Hotelli Tornin pintalämpötiloille. Helsingin vakioidensovitusta on tehty vuoden 2012 mittauksen pohjalta. Havaintoaineisto on jaettu osiin vuodenaikojen mukaan siten, että \star = koko vuosi, \diamond = terminen talvi, \circ = terminen kevät, \star = terminen syys ja \square = terminen kesä (Grimmondin ja Oken määrittämät vakiot). Tarkat arvot on esitetty liitteessä 3. Kuvassa on esitetty myös Grimmondin ja Oken (1998) vakiot artikkelissa käytetyille havaintoasemille.

Muuttuja a_2 kuvaa Q^* :n ja ΔQ_s :n vaihe-eron suuntaa ja astetta siten, että kun $a_2 > 0$, Q^* :n maksimi-arvot saavutetaan ennen ΔQ_s :n maksimi-arvoja. Kaikilla menetelmillä lasketut a_2 :n arvot saavat varsin pieniä tuloksia, eli Q^* :n ja ΔQ_s :n vaihe-ero on lähellä nollaa. Suurinta hajontaa on Tornin sovituksessa, jossa havaitaan heikkoa positiivista vaihe-eroa talvikuukausien aikana ja heikkoa negatiivista vaihe-eroa kevät-, kesä-, ja syyskuukausina. Nyt tulokset ovat siis varsin erilaisia kuin Grimmondin ja Oken artikkelissa, jossa Q^* :n maksimi-arvojen havaittiin edeltävän ΔQ_s :n maksimi-arvoja kaikilla mittausasemilla. Grimmond ja Oke toteavat ettei maankäytöllä ja a_2 :n arvoilla näytä olevan selvää yhteyttä, vaikkakin kaupunkialueiden mittausasemat näyttävät

sijaitsevan asteikon alapäässä (0,07 ja 0,22). Fuchs ja Hadas (1972) arvioivat tutkimuksessaan, että pinnan hystereesi-ilmiöt voimistuvat ilman kuivuessa, joten Helsingin mittausaseman merellinen sijainti ja kosteampi ilma voi osaltaan selittää vakion a_2 pieniä arvoja. Grimmond ja Oke havaitsivat, että voimakkain hystereesikuvio havaittiin asemilla, joista toisella oli pitkä hyvin kuiva kausi ja toisella hyvin lämmin kausi, jotka osaltaan vähensivät haihduntaa alueella. Tämä voi osaltaan vaikuttaa a_2 :n tuloksiin epäsuorasti Q_E :n kautta. Tarkkaa syytä ilmiölle ei kuitenkaan tunneta. Vakion a_3 kohdalla havaittiin sen sijaan eri menetelmien välillä jo selvää vuodenaikaisvaihtelua.

Muuttuja a_3 osoittaa milloin ΔQ_S ja Q^* muuttuvat negatiivisiksi, eli kun energiaa alkaa siirtymään rakenteisiin ja pinnalle - suuri a_3 merkitsee sitä, että ΔQ_S muuttuu paljon Q^* :n arvoa aikaisemmin. Muuttujan a_3 arvo kertoo siis ΔQ_S :n keskimääräisen arvon kun Q^* muuttuu nieluksi. Toisin kuin yllä, nyt malleilla on havaittavissa myös pientä vuodenaikaisvaihtelua. HDD/CDD- sekä LUCY-mallilla a_3 :n arvot ovat kevättä lukuun ottamatta selvästi negatiivisia, residuaalimenetelmän kohdalla a_3 on kevätkuukausienkin kohdalla negatiivinen. Tämä sopii hyvin yhteen myös Grimmondin ja Oken havaintojen kanssa. Q^* saavuttaa maksimiarvonsa ennen kuin ΔQ_S ja muuttuu säteilypakotteen hiipuessä näin myös sitä nopeammin negatiiviseksi. Residuaalimenetelmän kohdalla on havaittavissa jälleen myös Q_F :n synnyttämä vääristymä. Sen kodalla arvot saavat selvästi negatiivisempia arvoja kuin muut mallinnustavat. Pintalämpötilamenetelmän hajonta eri vuodenaikojen suhteen on viimeisen muuttujan kohdalla jälleen varsin suurta. Koko vuoden, talvi-, kevät- ja kesäkuukausien sovituksessa ovat hieman negatiivisia, mutta syksyn kohdalla (kuvan ulkopuolella) $a_3 = 160 \text{ Wm}^{-2}$, eli hyvin voimakkaasti positiivinen.

5. Yhteenveto

Tämän pro gradu -tutkielman tarkoituksena oli tutkia, miten energiataseyhtälön ihmisperäinen lämmön vuo Q_F ja lämmön varastotermien muutos ΔQ_S käyttäytyvät Helsingin keskustan alueella havaintojakson tammikuu 2012 – kesäkuu 2013 välisenä aikana sekä tutkia eri menetelmillä laskettujen voiden eroja. Ihmisperäisen lämmön vuota mallinnettiin käyttäen viilennys- ja lämmitystarvelukuihin perustuvan HDD/CDD-mallia sekä hieman laajemman LUCY-mallin avulla. Lisäksi ΔQ_S :n käyttäytymistä mallinnettiin hyödyntäen hystereesimallia, käyttäen hyväksi hotelli Tornin ulkoseinän pintalämpötilahavaintoja sekä residuaalimenetelmällä, eli laskemalla ΔQ_S :n arvoja energiataseyhtälön jäännösterminä olettaen, että Q_F on merkityksettömän pieni.

HDD/CDD- ja LUCY-mallin tuottamien Q_F :n arvojen herkkyyttä tarkasteltiin vaihtelemalla mallien sisälämpötilan ja lämpötilan kynnyksparametrin arvoa, hystereesimallien tuloksia tarkasteltiin

käyttämällä mallille erilaisia kertoimia ja lisäksi pintalämpötilojen avulla laskettujen ΔQ_s :n arvojen käyttäytymistä tarkasteltiin erilaisilla malliparametreilla. Kun kaikki energiataseyhtälön puuttuvat komponentit oli mallinnettu ja herkkyystarkastelut suoritettu, tehtiin lisäksi hystereesimallin vakioiden sovitus havaintoaineiston avulla sekä vertailtiin eri mallien ja menetelmien suorituskkyä ja tulosten eroja.

Ihmisperäisen lämmön vuota mallinnettaessa havaittiin, että sekä LUCY-malli että HDD/CDD-malli tuottivat kaikilla lämpötilan kynnysarvoilla varsin samankaltaisia tuloksia. Kasvattamalla mallien sisälämpötilan arvoa ja lämpötilan kynnysarvoa viidellä asteella ($12,0\text{ °C} \rightarrow 18,2\text{ °C}$) mallit tuottivat pääosin noin 5 W m^{-2} suurempia Q_F :n arvoja. Lämpötilan kynnysarvosta riippuen Q_F :n arvot vaihtelivat keskikesällä pääosin välillä $25 - 30\text{ Wm}^{-2}$ ja talvella välillä $40 - 50\text{ Wm}^{-2}$. Suurimmat yksittäiset erot ajojen välillä havaittiin keskikesällä, jolloin matalampaa kynnysarvoa käytettäessä malli alkoi laskea mukaan myös ilmastoinnin kasvavaa vaikutusta kasvattaen näin Q_F :n arvoja. Herkkyystarkastelun perusteella korkeamman lämpötilan kynnysarvon todettiin vastaavan Suomen olosuhteita paremmin ja siitä syystä siksi vain sitä käytettiin myöhemmissä vaiheissa.

Q_F :n tuloksia tarkasteltaessa huomattiin, ettei mallien välillä näyttänyt olevan merkittäviä eroja - tärkein tuloksiin vaikuttava tekijä oli käytettävä kynnyslämpötilan arvo. Tällä perusteella HDD/CDD-malli voi monessa tilanteessa olla yksinkertaisuutensa vuoksi helpompi menetelmä mallintaa Q_F :n käyttäytymistä. Toisaalta esimerkiksi kattavamman liikenneprofiilin tai asukastiheyden käyttö voisi parantaa LUCY-mallin tuloksia

Tutkittaessa eri menetelmien avulla laskettujen ΔQ_s :n tuloksia havaittiin, että HDD/CDD- ja LUCY-mallien sekä residuaalimenetelmän ja hystereesimallin avulla lasketut ΔQ_s :n arvot ovat hyvin samankaltaisia. Suurimmat erot voitiin havaita talvikuukausien aikana, jolloin residuaalimenetelmän tuloksissa havaittiin selvästi tuloksia heikentävän Q_F :n vaikutus. Talvella residuaalimenetelmän ΔQ_s :n tulokset olivat noin 50 W m^{-2} pienempiä kuin muilla menetelmillä, kesällä ero oli pienempi (n. 25 W m^{-2}), mutta yhä selvästi havaittavissa. Tarkasteltaessa suoraan mallinnettuja ΔQ_s :n arvoja huomattiin, että hystereesimallin avulla lasketut arvot olivat melko samansuuntaisia verrattaessa muihin tuloksiin; kesäkuukausien aikana hystereesimalli sai ajoittain hieman suurempia arvoja kuin LUCY- ja HDD/CDD-mallin avulla lasketut ΔQ_s :n arvot. Talvikuukausien aikana hystereesimallin vuorokausivaihtelu on heikon säteilypakotteen takia hyvin pientä, mutta tulosten suuruusluokka on varsin samanlainen LUCY-mallin ja HDD/CDD-mallin avulla saatujen tulosten kanssa. Talvella ΔQ_s :n arvot vaihtelivat pääosin välillä $-0 - -100\text{ W m}^{-2}$, kesäkuukausien aikana välillä $0 - 130\text{ W m}^{-2}$.

ΔQ_s :n tuloksista havaittiin, että useimmat käytetyistä menetelmistä tuottivat varsin vertailukelpoisia tuloksia. Q_F :n mallinnusten perusteella yksinkertaisimman residuaalimenetelmän tuloksia voitaisiin ehkä käyttää kesä- ja talvikuukausille jonkinlaisen korjaustermien avulla jopa sellaisenaan.

Hotelli Tornin pintalämpötilamittausten avulla laskettujen ΔQ_s :n arvojen ei sen sijaan havaittu muihin menetelmiin verrattaessa olevan kovin käyttökelpoisia. Mallin tulosten havaittiin olevan vahvasti riippuvaisia mallissa käytettyjen vakioiden (mm. seinän paksuus, ominaislämpökapasiteetti ja tiheys) arvoista, ja niiden tarkkojen arvojen selvittäminen on hyvin vaikeaa. Lisäksi mallissa oletettiin virheellisesti, että seinä lämpenee syvyysuunnassa tasaisesti, vaikka auringonsäteily lämmittää sitä vain toiselta reunalta. Tuloksia tarkasteltaessa huomattiin, että vaikka kesäkuukausien aikana ΔQ_s :n muutoksen suunta on usein samassa vaiheessa kuin muilla menetelmillä, ΔQ_s :n arvot ovat kuitenkin selvästi heikompia kuin muilla malleilla lasketut arvot. Talvella pintalämpötilamalli tuottaa sen sijaan aivan liian suuria arvoja, eikä siitä syystä ole vertailukelpoinen muiden mallien kanssa.

Viimeisenä vaiheena tehtiin hystereesimallin vakioiden sovitukset. Tarkasteltaessa sovitusten tuloksia huomattiin, että muuttujan a_1 kohdalla, joka kuvaa ΔQ_s :n ja Q^* :n riippuvuuden voimakkuutta, tulokset ovat pintalämpötilamallin tuloksia lukuun ottamatta varsin samansuuntaisia. Sekä residuaalimenetelmän, hystereesimallin, HDD/CDD-mallin sekä LUCY-mallin vakioiden perusteella varastotermien muutoksen suuruus näyttää olevan sidoksissa Q^* :n suuruuteen. Vakion a_2 kohdalla kaikilla menetelmillä lasketut arvot olivat varsin pieniä, eli Q^* :n ja ΔQ_s :n vaihe-ero oli lähellä nollaa. Vakion a_3 kohdalla, joka kuvaa milloin eli kun energiaa siirtymään rakenteisiin ja pinnalle, voitiin tuloksissa nähdä selvää vuodenaikaisvaihtelua. HDD/CDD- sekä LUCY-mallilla a_3 :n arvot ovat kevättä lukuun ottamatta selvästi negatiivisia, residuaalimenetelmän kohdalla a_3 oli kevätkuukausienkin kohdalla negatiivinen. Residuaalimenetelmän kohdalla havaittiin jälleen myös Q_F :n synnyttämä vääristymä. Sen kohdalla arvot saivat selvästi enemmän negatiivisia arvoja kuin muut mallinnustavat. Pintalämpötilamalli sai sen sijaan hyvin erilaisia tuloksia eri vuodenaikojen välillä, muiden mallien kohdalla vakioiden arvot olivat eri malleilla vuodenaikojen ja koko vuoden välillä melko samansuuntaisia.

Tällaisenaan pintalämpötilojen avulla lasketut ΔQ_s :n arvot eivät siis näytä olevan vertailukelpoisia muiden tulosten kanssa. Jatkossa pintalämpötilamittausten avulla laskettujen ΔQ_s :n arvoja voitaisiin pyrkiä parantamaan mallintamalla paremmin esimerkiksi lämmön johtumista rakenteessa. Menetelmä, jonka avulla lämmön varastotermien muutoksen käyttäytymistä voitaisiin mallintaa pelkästään pintalämpötilojen avulla olisi mullistava, sillä nyt ΔQ_s :n käyttäytymistä on hyvin vaikeaa

arvioida kaupunkialueella. Tämän kaltainen työ tulisi varmasti tukemaan mm. ihmisten asumismukavuuden tutkimista ja kaupunkien energiankäytön suunnittelua. Tällaisenaan pintalämpötilamittauksia ei voida kuitenkaan pitää käyttökelpoisena menetelmänä mallintaa ΔQ_s :n käyttäytymistä.

Kiitokset

Kiitän Leena Järveä kiinnostavasta aiheesta, työn ohjaamisesta sekä tarkastamisesta. Lisäksi haluan kiittää Heikki Järvistä työn tarkastamista. Kiitos myös vanhemmilleni, siskolleni sekä kaikille muillekin työn valmistumista tukeneille ihmisille.

6. Lähteet

- Allen, L., Lindberg, F., ja Grimmond, C. S. B., 2011: Global to city scale urban anthropogenic heat flux: model and variability. *Int. J. Climatol.* **31**: 1990–2005
- Aubinet, M., Vesala, T., ja Papale, D. 2012: Eddy covariance : a practical guide to measurement and data analysis. *Springer Atmospheric Sciences*
- Energiateollisuus ry, sähkön kuukausitilastot 2014-2015: <http://energia.fi/tilastot/sahkon-kuukausitilastot-2014-2015>. Viitattu 6.9.2015
- Florens, E., Eiff, O. ja Moulin., F. 2013: Defining the roughness sublayer and its turbulence statistics. *Exp Fluids* **54**:1500
- Foken, T. ja Wichura, B. 1996: Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric. For. Meteorol.* **78**, s. 83–105.
- Foken, T. 2006: 50 years of the monin–obukhov similarity theory. *Boundary-Layer Meteorology* **119**: 431–447.
- Fuchs, M., ja A. Hadas, 1972: The heat flux density in a non-homogeneous bare loessial soil. *Bound.-Layer Meteor.*, **3**: 191–200.
- Cleugh, H., A. ja Oke, T., R. 1991: An objective urban heatstorage model and its comparison with other schemes. *Atmos. Environ.*, **25B**, 311–326.
- Grimmond, C.S.B., 1992: The suburban energy balance: methodological considerations and results

- for a mid-latitude west coast city under winter and spring conditions. *Int. J. Clim.* **12**, 481–497.
- Grimmond, C. S. B. ja Oke, T., R. 1998: Heat Storage in Urban Areas: Local-Scale Observations and Evaluation of a Simple Model. *Journal of applied meteorology* **38**: 922-940
- Grimmond, S. 2007: Urbanization and global environmental change: local effects of urban warming. *Geographical Journal* **173**: 83–88
- Holton, J.R., 2004: An Introduction to Dynamic Meteorology, Fourth edition. *Elsevier Academic press*.
- Howard, L., 1833: The climate of London, volume 1. *Harvey and Dorton*
- Ilmatieteen laitos, kuukausitilastot: <http://ilmatieteenlaitos.fi/kuukausitilastot>. Viitattu 28.4.2015
- Ilmatieteen laitos, lämmitystarveluvut: <http://ilmatieteenlaitos.fi/lammitystarveluvut>. Viitattu 12.9.2015
- Kaimal, J., C. ja Finnigan J., J. 1994: Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement. *Oxford university press*.
- Karsisto, P., Fortelius, C., Demuzere, M., Grimmond, C., S., B., Oleson, K., W., R., Kouznetsov, R., Massong V. ja Järvi L. 2015: Seasonal surface urban energy balance and wintertime stability simulated using three land-surface models in the high-latitude city Helsinki. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **142**: 401–417
- Knight, R., D., 2008: Physics for Scientists and Engineers: A Strategic Approach with Modern Physics, 2nd Edition. Pearson Adisson Wesley.
- Kurppa, M. L. V., Nordbo, A. I., Haapanala, S. A. ja Järvi, L. J. 2015: Effect of seasonal variability and land use on particle number and CO₂ exchange in Helsinki, Finland. *Urban Climate* **13**, 94-109
- Järvi L., Hannuniemi H., Hussein T., Junninen H., Aalto P. P., Hillamo R., Mäkelä T., Keronen P., Siivola E., Vesala T. ja Kulmala M., 2009: The urban measurement station SMEAR III: Continuous monitoring of air pollution and surface-atmosphere interactions in Helsinki, Finland. *Boreal Environmental Research* **14** (Suppl. A): 86-109.
- Järvi, L., Grimmond, C.S.B., ja Christen, A., 2011: The Surface Urban Energy and Water Balance

Scheme (SUEWS): Evaluation in Los Angeles and Vancouver. *J. Hydrol.* **411**: 219–237

McMichael, A. J., Wilkinson, P., Kovats, R. S., Pattenden, S., Hajat, S., Armstrong, B., Vajanapoom, N., Niciu, E. M., Mahomed, H., Kingkeow, C., Kosnik, M., O'Neill, M. S., Romieu, I., Ramirez-Aguilar, M., Barreto, M. L., Gouveia, N. ja Nikiforov, B. 2008: International study of temperature, heat and urban mortality: the 'ISOTHUM' project. *Int. J. Epidemiol.* **37**: 1121-1131.

Nicol, J. F. ja Humphreys, M. A. 2002: Adaptive thermal control and sustainable thermal standards for buildings. *Energy and buildings* **34**: 563-572

Nordbo, A., Jarvi, L., Vesala, T. 2012: Revised eddy covariance flux calculation methodologies - effect on urban energy balance. *Tellus. Series B: Chemical and Physical Meteorology* **64**.

Nordbo, A., Järvi, L., Haapanala, S., Moilanen, J., Vesala, T. 2013: Intra-City Variation in Urban Morphology and Turbulence Structure in Helsinki, Finland. *Bound.-Layer Meteor.*, **146**, 469–496.

Nordbo, A. I., Kurppa, M. L. V., Haapanala, S. A. ja Järvi, L. J. 2015: Effect of seasonal variability and land use on particle number and CO₂ exchange in Helsinki, Finlan. *Urban Climate*. **13**, s. 94-109.

Offerle, B., Grimmond, C. S. B. ja Fortuniak, K., 2005: Heat storage and anthropogenic heat fluxin relation to the energy balance of a central european city centre. *Int. J. Climatol.* **25**, 1405–1419

Oke, T. R. 1976: The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere*, **14**: 268-277

Oke, T. R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 1–4.

Oke, T. R. 1987. *Boundary Layer Climates* **8**, 262–303. Routledge, 2nd edition.

Oke, T. R. ja Cleugh, H. A 1987: Urban heat storage derived as energybudget residuals. *Bound.-Layer Meteor.* **39**, 233–245

Oke, T.R., 2004: Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites. World Meteorological Organization, Instruments And Observing Methods, Report Nro. **81**.

Paulson, C., A. 1970: The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in

the Unstable Atmospheric Surface Layer. *J Appl Meteorol* **9**, 857–861

- Pilli-Sihvola K., Aatola P., Ollikainen M., Tuomenvirta H. 2010. Climate change and electricity consumption – Witnessing increasing or decreasing use and costs? *Energy Policy* **38** (5), 2409–2419.
- Puhakka, T. 1996: Ilmakehän termodynamiikka. Helsingin yliopisto, Meteorologian laitos.
- Stull, R., B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers.
- Rotach, M., W., 1999: On the influence of the urban roughness sublayer on turbulence and dispersion. *Atmospheric Environment* **33**, 4001–4008
- Sailor, D.J., Lu, L., 2004: A top–down methodology for developing diurnal and seasonal anthropogenic heating profiles for urban areas. *Atmospheric Environment* **38**, 2737–2748
- Sailor, D.J., Vasireddy, C., 2006: Correcting aggregate energy consumption data account for variability in local weather. *Environ. Modell. Softw.* **21**, 733–738.
- Savijärvi, H. ja Vihma, T. 2001: Rajakerroksen fysiikka I. Helsingin yliopisto, Meteorologian laitos.
- Shaffer S., R., Chow, W., T., L., Georgescu, M., Hyde, P., Jenerette, G., D., Mahalov, A., Moustauoui, M. ja Ruddellb. L. 2015: Multiscale modelling and evaluation of urban surface energy balance in the Phoenix metropolitan area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **54**, 322–338.
- SMEAR-havaintoasemaverkosto: <https://www.atm.helsinki.fi/SMEAR/index.php/smea-iii>. Viitattu 28.4.2015
- Smith, C., Lindley, S. ja Levermore G., 2009: Estimating spatial and temporal patterns of urban anthropogenic heat fluxes for UK cities: the case of Manchester. *Theor. Appl. Climatol* **98**, 19–35
- Solecki W., D., Rosenzweig C., Parshall, L., Pope G., Clark M., Cox J. ja Wiencke M. 2011: Mitigation of the heat island effect in urban New Jersey. *Environmental Hazards*, **6**:1, 39–49
- Sosiaali- ja terveystieteiden ministeriö, 2003: Asumisterveysohje. Asuntojen ja muiden oleskelutilojen fyysikaaliset, kemialliset ja mikrobiologiset tekijät. http://www.finlex.fi/pdf/normit/14951-asumisterveysohje_pdf.pdf. Viitattu 5.5.2016

Wood, C. R., Järvi, L., Kouznetsov, R. D., Nordbo, A., Joffre, S., Drebs, A., Vihma, T., Hirsikko, A., Suomi, I., Fortelius, C., O'Connor, E., Moiseev, D., Haapanala, S., Moilanen, J., Kangas, M., Karppinen, A., Vesala, T. ja Kukkonen, J. 2013: An overview of the urban boundary layer atmosphere network in Helsinki. *American meteorological society* **12**: s. 1675-1690

7. Liitteet

Liite 1: hystereesimallin vakioiden sovitus

Koko sarja

	a1	a2	a3	sse	rsquare	dfe	rmse
residuaali	0,42	0,0005	-67,76	2,07E+008	0,34	26253	88,89
HDD/CDD	0,42	0,0002	-26,18	2,12E+008	0,33	26253	89,91
LUCY	0,42	0,0001	-25,17	2,14E+008	0,33	26253	90,36
Torni	-0,07	-0,0017	-6,40	4,83E+009	0,001	26157	429,54

Talvi 2012

	a1	a2	a3	sse	rsquare	dfe	rmse
residuaali	0,33	0,0086	-79,96	8,74E+006	0,09	3070	53,36
HDD/CDD	0,33	0,0085	-33,45	8,08E+006	0,10	3070	51,29
LUCY	0,35	0,0077	-30,37	8,14E+006	0,11	3070	51,48
Torni	-0,08	0,0516	-15,90	2,27E+008	0,03	3070	272,21

Kevät 2012

	a1	a2	a3	sse	rsquare	dfe	rmse
residuaali	0,36	0,0022	-29,05	3,40E+007	0,20	2043	129,08
HDD/CDD	0,38	0,0015	9,40	3,64E+007	0,21	2043	133,48
LUCY	0,38	0,0017	8,58	3,64E+007	0,21	2043	133,43
Torni	-0,39	-0,0324	-13,41	5,86E+008	0,02	2043	535,60

Kesa 2012

	a1	a2	a3	sse	rsquare	dfe	rmse
residuaali	0,43	-0,0011	-56,34	6,44E+007	0,45	5922	104,28
HDD/CDD	0,45	-0,0016	-26,62	6,60E+007	0,47	5922	105,58
LUCY	0,45	-0,0016	-26,56	6,63E+007	0,47	5922	105,79
Torni	-0,38	-0,0382	161,99	2,10E+009	0,07	5922	594,97

Syksy 2012

	a1	a2	a3	sse	rsquare	dfe	rmse
residuaali	0,50	0,0014	-74,05	1,28E+007	0,15	3310	62,20
HDD/CDD	0,48	0,0013	-31,71	1,20E+007	0,14	3310	60,19
LUCY	0,49	0,0012	-31,72	1,24E+007	0,15	3310	61,23
Torni	0,21	-0,0022	25,38	2,99E+008	0,01	3310	300,70